BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ GEOLOGICA

ITALIANA

U. S. GEOLOGICAL SURVEY
94812
LIBRARY

Vol. XXXIX — 1920

U. S. GEOLO
SER
LIBR

ROMA
TIPOGRAFIA DELLA PACE E. CUGGIANI
Via della Pace N. 35
1920

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA

FONDATA IN BOLOGNA IL 29 SETTEMBRE 1881

Consiglio direttivo per l'anno 1920

PRESIDENTE	Giorgio Dal Piaz (Padova)	1920
VICEPRESIDENTE	Giovanni D'Achiardi (Pisa)	1920
SEGRETARIO	Giuseppe Checchia-Rispoli (Roma)	1919-21
TESORIERE-ECONOMO	Serafino Cerulli-Irelli (Roma)	1918-20
BIBLIOTECARIO-ARCHIVISTA	Camillo Crema (Roma)	1919-21
CONSIGLIERI	Domenico Zaccagna (Roma)	1918-20
	Giuseppe De Lorenzo (Napoli)	
	Michele Gortani (Pisa)	
	Cesare Porro (Milano)	
	Giovanni Aichino (Roma)	
	Ernesto Mariani (Milano)	1919-21
	Federico Millosevich (Roma)	
	Torquato Taramelli (Pavia)	
	C. F. Parona (Torino)	1920-22
	Claudio Segrè (Roma)	
	Gaetano Rovereto (Genova)	
	Gaetano Platania (Catania)	
VICESEGRETARI	Ramiro Fabiani (Padova)	1920
	Umberto Piazzani (Roma)	
COMMISSIONE PER LE PUBBLICAZIONI	Il Presidente	*pro tempore*
	Il Segretario	
	Il Tesoriere	
COMMISSIONE DEL BILANCIO	Enrico Clerici (Roma)	1920
	Bernardino Lotti (Roma)	
	Antonio Verri (Roma)	

Sede della Società:

ROMA, Via S. Susanna, 13 (presso il R. Ufficio geologico).

Elenco dei Presidenti

E DELLE SEDI DELLE ADUNANZE GENERALI ESTIVE.

1882. G. Meneghini - Verona.
1883. G. Capellini - Fabriano.
1884. A. Stoppani - Milano.
1885. A. De Zigno - Arezzo.
1886. G. Capellini - Terni.
1887. I. Cocchi - Savona.
1888. G. Scarabelli - Rimini.
1889. G. Capellini - Catanzaro.
1890. T. Taramelli - Bergamo.
1891. G. G. Gemmellaro - Catania
1892. G. Omboni - Vicenza.
1893. A. Issel - Ivrea.
1894. G. Capellini - Massa M.
1895. I. Cocchi - Lucca.
1896. C. De Stefani - Cagliari.
1897. D. Pantanelli - Perugia.
1898. F. Bassani - Lagonegro.
1899. M. Canavari - Ascoli.
1900. N. Pellati - Acqui.
1901. C. F. Parona - Brescia.
1902. G. Capellini - Spezia.
1903. A. Verri - Siena.
1904. R. Meli - Catania.
1905. T. Taramelli - Tolmezzo.
1906. L. Mazzuoli - Sestri Lev.
1907. F. Sacco - Torino.
1908. A. Portis - Roma.
1909. G. Di Stefano - Palermo.
1910. L. Baldacci - Elba.
1911. M. Cermenati - Lecco.
1912. B. Lotti - Spoleto.
1913. C. F. Parona - Aquila.
1914. G. Dal Piaz - Roma.
1915. G. D'Achiardi - Roma.
1916. V. Novarese - Roma.
1917. A. Stella - Roma.
1918. E. Artini - Milano.
1919. D. Zaccagna - Roma.

Socio onorario.

S. A. R. LUIGI DI SAVOIA DUCA DEGLI ABRUZZI.

Deliberazione dell'Assemblea in Acqui, 16 settembre 1900.

Soci perpetui.

1. QUINTINO SELLA (Delib. Assemblea Arezzo, 1885).
2. FRANCESCO MOLON (Delib. Assemblea Arezzo, 1885).
3. GIUSEPPE MENEGHINI (Delib. Assemblea Savona, 1887).
4. FELICE GIORDANO (Delib. Assemblea Taormina, 1891).
5. GIOVANNI CAPELLINI, R. Università. Bologna (Delib. Assemblea Taormina, 1891).

Elenco dei Soci per l'anno 1920

Soci residenti in Italia.

Il millesimo che precede indica il primo anno di associazione; la sigla [s. v.] indica i Soci a vita.

1894. Aichino ing. comm. Giovanni – R. Ufficio geologico. Roma.
1898. Airaghi prof. Carlo – Museo civico di Storia Naturale, Gabinetto di geologia. Milano.
1913. Almagià prof. Roberto – R. Università. Roma.
1904. Aloisi dott. Piero – Museo mineralog., R. Università. Pisa.
1891. Ambrosioni sac. prof. Michelangelo – Merate (Como).
1913. Amoretti ing. Vittorio – Via Donizetti, 44. Milano.
1907. Anelli dott. Mario – Via Farini, 94. Parma.
1886. Antonelli prof. d. Giuseppe – Via del Biscione, 95. Roma.
1896. Arcangeli prof. cav. Giovanni – Piazza S. Sepolcro, 3. Pisa.
10. 1908. Artini prof. Ettore – Museo civico di Storia naturale. Milano.
1918. Associazione Mineraria Sarda – Iglesias (Cagliari).
1918. Attolico ing. Domenico – Ribolla (Grosseto).
1912. Audisio di Somma cav. Federico – Via Principe Amedeo, 13. Torino.
1912. Azzi dott. Girolamo – Istituto internazionale d'Agricoltura. Roma.
1881. Baldacci gr. uff. ing. Luigi – Via Varese, 26. Roma.
1905. Baraffael ing. Angelo – R. Distretto minerario. Via S. Susanna, 13. Roma.
1890. Baratta prof. Mario – Via Cavour, 21. Voghera (Pavia).
1884. Bargagli cav. Piero – Via de' Bardi, palazzo Tempi. Firenze [s. v.].
1920. Battaglia Raffaello – Via Massimo d'Azeglio, 3. Trieste.
20. 1917. Bazzi ing. Eugenio – Viale Venezia, 4. Milano.
1919. Bellini prof. Raffaello – R. Liceo. Cuneo.
1906. Bentivoglio conte prof. Tito – R. Liceo. Modena.
1883. Berti dott. Giovanni – Via Zamboni, 18. Bologna.
1919. Bertino ing. Teresa – Gabinetto geo-mineralogico del R. Politecnico. Torino.

1900. Bianchi prof. ing. Aristide – Chieri (Torino).
1917. Bianchi dott. Angelo – Istituto di Mineralogia. R. Università. Pavia.
1898. Biblioteca civica – Bergamo.
1910. Biblioteca comunale – Verona.
1920. Biblioteca Fondazione " Querini Stampali „ – Venezia.
30. 1915. Biblioteca militare centrale – Comando del Corpo di Stato Maggiore. Roma.
1907. Bibolini ing. Aldo – R. Ufficio minerario. Asmara (Eritrea).
1919. Bigliani prof. Luigi – R. Ginnasio. Carcare (Genova).
1916. Blengino geom. Andrea – Ufficio tecnico Catasto. Sassari.
1915. Bonfanti Belgiojoso conte Enrico – Via S. Maria Porta, 1. Milano.
1914. Bongo prof. p. Francesco – Via Cavour, 8. Frascati (Roma).
1907. Bonomini don Celestino – Concesio (Brescia).
1904. Bordi prof. Alfredo – R. Scuola norm. femm. Bari.
1885. Brugnatelli prof. Luigi – R. Istituto mineralogico universitario. Pavia.
1891. Bucca prof. cav. Lorenzo – R. Università. Catania.
40. 1911. Bussandri maggiore Giacomo – Campo S. Polo, 2121. Venezia.
1889. Cacciamali prof. Giovanni Battista – R. Liceo. Brescia.
1897. Caetani ing. Gelasio – Palazzo Caetani. Roma.
1898. Caffi dott. sac. Enrico – Piazza Cavour, 10. Bergamo.
1912. Caldera sac. Francesco – Volciano (Brescia).
1919. Camera di Commercio – Carrara.
1883. Canavari prof. Mario – Istituto geol., R. Università. Pisa.
1905. Caneva prof. dott. Giorgio – Ospedale S. Marco. Venezia.
1881. Capacci ing. comm. Celso – Via Valfonda, 5. Firenze.
1899. Capeder prof. Giuseppe – Corso V. E. III, 44. Voghera.
50. 1890. Cermenati prof. comm. Mario, Deputato al Parlamento – Corso d'Italia, 34 *c*. Roma.
1895. Cerulli-Irelli dott. Serafino – Istituto Geologico. R. Università. Roma.
1900. Checchia-Rispoli dott. Giuseppe – Sansevero.
1903. Ciampi ing. Adolfo – Via di Camporeggi, 4. Firenze.
1919. Chiaraviglio ing. Dino – Piazza S. Maria Maggiore, 38. Roma.

1915. **Cimpincio Publio** – Via Stefano Visciotti (presso Bordoni). Terni.

1909. **Ciofalo** prof. **Michele** – Termini Imerese (Palermo).

1882. **Ciofalo** prof. **Saverio** – Termini Imerese (Palermo).

1906. **Ciofi** dott. **Gino** – Via Benedetto Varchi, 11. Firenze.

1919. **Cipolla** dott. **Francesco** – Istituto geologico, R. Università. Palermo.

60. 1886. **Clerici** ing. comm. **Enrico** – Via del Boccaccio, 25. Roma.

1899. **Colomba** prof. **Luigi** – R. Università. Modena.

1895. **Conedera** ing. cav. **Raimondo** – Massa Marittima (Grosseto).

1881. **Cortese** ing. comm. **Emilio** – Via Cavallotti. Follonica (Grosseto).

1916. **Cozzaglio** prof. **Arturo** – Via della Rocca, 1. Brescia.

1906. **Craven** ing. H. **Robert** – Miniera Libiola. Sestri Levante (Genova).

1910. **Craveri** prof. **Michele** – R. Liceo. Cassino.

1895. **Crema** cav. uff. ing. dott. **Camillo** – R. Ufficio geologico. Roma.

1912. **Crida Ugo** – Direttore di miniere Abbadia. San Salvatore (Siena).

1917. **Cumin Gustavo** – Istituto Sperimentale F. S. Roma.

70. 1895. **D'Achiardi** prof. **Giovanni** – Istituto mineralogico, R. Università. Pisa.

1900. **Dainelli** prof. **Giotto** – Via La Marmora, 12. Firenze [s. v.].

1902. **Dal Lago** dott. cav. **Domenico** – Valdagno (Vicenza).

1899. **Dal Piaz** dott. prof. **Giorgio** – Istituto geologico, R. Università. Padova.

1893. **De Alessandri** prof. **Giulio** – Museo civico di Storia naturale, Gabinetto di geologia. Milano.

1891. **De Angelis d'Ossat** prof. cav. **Gioacchino** – Via Volturno, 34. Roma. — Istituto superiore agrario. Perugia.

1917. **De Fiore** barone dott. **Otto** – Via Vittorio Emanuele, 344. Catania.

1883. **De Gregorio Brunaccini** dott. march. **Antonio** – Via Molo, 128. Palermo.

1900. **Del Campana** prof. **Domenico** – R. Museo geologico, Piazza S. Marco, 2. Firenze.

1914. **Del Grosso** dott. **Mario** – Via Principe Amedeo, 31. Torino.

80. 1886. **Dell'Erba** ing. prof. **Luigi** – R. Scuola applicazione ingegneri. Napoli.

1892. **De Lorenzo** prof. **Giuseppe** – Senatore del Regno. Istituto di Geografia fisica, R. Università. Napoli.

1890. **Dell'Oro** comm. **Luigi** (di *Giosuè*) – Via Silvio Pellico, 12. Milano [s. v.].

1899. **Del-Zanna** dott. **Pietro** – Poggibonsi (Siena) [s. v.].

1900. **De Marchi** dott. **Marco** – Borgonuovo, 23. Milano [s. v.].

1911. **De Ponti** dott. **Gaspare** – Direttore Stab. chim. min. di Calolzio, Via Vincenzo Monti. Milano.

1892. **De Pretto** dott. **Olinto** – Schio (Vicenza).

1910. **D'Erasmo** dott. **Geremia** – R. Università, Largo S. Marcellino, 10. Napoli.

1889. **Dervieux** can. prof. **Ermanno** – Via XX Settembre, 83. Torino [s. v.].

1920. **Descovich** ing. **Antonio** – Albergo Venezia. Roma.

90. 1881. **De Stefani** prof. cav. **Carlo** – R. Museo geologico, Piazza S. Marco, 2. Firenze.

1890. **De Stefano** prof. **Giuseppe** – R. Liceo Berchet. Milano.

1905. **Di Franco** prof. **Salvatore** – R. Università. Catania.

1896. **Dompè** ing. comm. **Luigi** – Ispettorato delle Miniere. Ministero di Agricoltura. Roma.

1917. **Elter** dott. **Francesco** – Via Ormea, 10. Torino.

1905. **Fabiani** dott. **Ramiro** – Istituto geol., R. Università. Padova.

1912. **Fano** prof. **Augusto** – Via Ludovisi, 35. Roma.

1902. **Fantappiè** prof. **Liberto** – Via Mazzini, 4. Viterbo (Roma).

1903. **Ferrario** prof. **Romeo** – Proprietario Eliotipia Calzolari e Ferrario. Viale Monforte, 14. Milano.

1894. **Ferraris** ing. comm. **Erminio** – Via XX Settembre, 38 *bis*. Torino [s. v.].

100. 1904. **Ferruzzi** ing. **Ferruccio** – Poggibonsi (Siena).

1912. **Fiorentin** ing. **Luigi** – Via Cola di Rienzo, 264. Roma.

1897. **Flores** prof. **Edoardo** – Direttore R. Scuola normale femminile « Domenico Morelli » al Vomero. Napoli.

1911. **Folco** ing. prof. **Carlo** – Piazza Campo, 20. Palermo.

1881. **Fornasini** dott. cav. **Carlo** – Via Lame, 24. Bologna.

1913. **Forti** dott. cav. **Achille** – Via S. Eufemia, 1. Verona [s. v.].

1914. **Fossa-Mancini** dott. **Enrico** – Museo geologico, R. Università. Pisa.

1892. **Franchi** ing. comm. **Secondo** – R. Ufficio geologico. Roma.

1890. **Fucini** prof. **Alberto** – Istituto geol., R. Università. Catania.

1914. **Gabinetto di geologia applicata** – R. Scuola applicazione ingegneri. Roma.

110. 1898. **Galdieri** prof. **Agostino** – Museo geologico, R. Università. Napoli.

1920. **Genio Civile** – Servizio idrografico pel dominio del litorale ligure-toscano. Pisa.

1907. **Gemmellaro** prof. **Mariano** – Museo geologico, R. Università. Palermo.

1891. **Gianotti** prof. **Giovanni** – Regia Scuola normale. Vercelli.

1916. **Giusti** cap. prof. **Pietro** – Riardo (Caserta).

1903. **Gortani** prof. **Michele** – Istituto geologico, R. Università. Pisa [s. v.].

1887. **Gozzi** ing. **Giustiniano** – Viale Carducci, 19. Bologna.

1892. **Greco** prof. **Benedetto** – Istituto di geologia, Piazza S. Marco, 2. Firenze.

1919. **Grimaldi** ing. **Arnaldo** – Società Prodotti esplodenti. Grosseto.

1912. **Grossi** cav. ing. **Mario** – R. Ufficio geologico. Roma.

120. 1913. **Guerini** dott. **Berardo** – Corso Palestro, 45. Brescia.

1911. **Istituto geografico De Agostini** – Novara.

1906. **Istituto sperimentale delle Ferrovie dello Stato** – Roma.

1916. **Istituto Geologico della R. Università** – Roma.

1883. **Lais** prof. sac. **Giuseppe** – Vicolo del Malpasso, 11. Roma.

1919. **Lattanzi** dott. **Alfredo** – Direttore Superiore coltivazioni tabacchi. Perugia.

1884. **Lattes** ing. comm. **Oreste** – Via Nazionale, 96. Roma.

1909. **Lincio** ing. prof. **Gabriel** – R. Università. Cagliari.

1905. **Lorenzi** prof. **Arrigo** – R. Università. Padova.

1881. **Lotti** ing. prof. **Bernardino** – Via Forlì, 18. Roma (50).

130. 1915. **Luda di Cortemiglia** ing. **Cesare** – Gabinetto di geomineralogia del R. Politecnico. Torino.

1905. **Maddalena** cav. uff. ing. dott. **Leonzio** – Istituto sperimentale delle Ferrovie dello Stato. Roma.

1914. **Malladra** dott. **Alessandro** – R. Osservatorio Vesuviano. Resina (Napoli).

1916. **Malvano** dott. **Giorgio** – Via Saluzzo, 19. Torino.

1899. **Manasse** prof. **Ernesto** – R. Istituto Studi Superiori. Firenze.

1905. **Marcantonio** dott. **Ireneo** – Lanciano per Mozzagrogna (Chieti).

1910. **Marchese** cav. **Camillo** – Piazza Esedra, 68. Roma.

1895. **Marengo** ing. **Paolo** – Sturla (Genova).

1886. **Mariani** prof. **Ernesto** – Museo civico di storia naturale, Gabinetto di geologia. Milano.

1892. **Mariani** prof.ª **Giuditta** – Via Foro Traiano, 25. Roma.

140. 1899. **Mariani** dott. **Mario** – Camerino (Macerata).

1900. **Martelli** prof. cav. **Alessandro** – R. Istituto superiore forestale, Piazzale del Re. Firenze.

1918. **Martelli** ing. **Cesare** – Direttore Miniere Nurra. Portotorres (Sassari).

1910. **Martelli** ing. cav. **Giulio** – Introbio (Como).

1915. **Martinotti** dott.ª **Anna** – Corso Ferruccio, 66. Torino.

1881. **Mattirolo** ing. comm. **Ettore** – Via Carlo Alberto, 45. Torino [s. v.].

1917. **Mazzeri Anna** – Via Abruzzi, 5. Roma.

1908. **Mazzetti** ing. comm. **Lodovico** – Via S. Martino al Macao, 11. Roma.

1881. **Mazzuoli** ing. comm. **Lucio** – Via Depretis, 86. Roma.

1881. **Meli** prof. comm. **Romolo** – Via Alessandrina, 84. Roma.

150. 1899. **Merciai** dott. **Giuseppe** – Via della Faggiola, 3. Pisa.

1890. **Meschinelli** dott. **Luigi** – Vicenza.

1906. **Migliorini** ing. **Carlo** – Viale Principe Amedeo, 15. Firenze.

1897. **Millosevich** prof. comm. **Federico** – Istituto di Mineralogia, R. Università. Roma.

1903. **Monaci Pietro** – Bagnore (Grosseto).

1907. **Monetti** ing. **Luigi** – R. Ufficio minerario. Carrara.

1915. **Monterin** dott. **Umberto** – Museo geologico, Palazzo Carignano. Torino [s. v.].

1895. **Morandini** ing. **Bernardino** – Massa Marittima (Grosseto).

1919. **Morino** cap. **Giovanni** – Via Garibaldi, 53. Torino.

1910. **Museo e Laboratorio di geologia** del R. Istituto superiore agrario. Perugia.

160. 1904. Napoli dott. p. Ferdinando – Parroco di S. Martino. Asti.
1908. Negri dott. Giovanni – R. Istituto botanico. Torino.
1897. Nelli prof. Bindo – Via Pellegrino, 18. Firenze.
1883. Neviani prof. cav. Antonio – R. Liceo « Ennio Quirino Visconti ». Roma.
1888. Novarese prof. ing. comm. Vittorio – R. Ufficio geologico. Roma.
1911. Oddone prof. cav. Emilio – Via Caravita, 7. Roma.
1919. Olivetti comm. avv. Giorgio – Società Ilva. Roma.
1918. Pariente ing. Gino – Via del Clementino, 94. Roma [s. v.].
1906. Parma ten. colonn. cav. Augusto – Sestri Levante (Genova).
1881. Parona prof. comm. Carlo Fabrizio – R. Istituto geologico, Palazzo Carignano. Torino.
170. 1899. Pelloux prof. Alberto – Salita del Carmine, 7/5. Genova.
1893. Peola prof. Paolo – R. Scuola normale femminile « R. Lambruschini ». Genova.
1903. Perrone comm. Eugenio – Via Cola di Rienzo, 133. Roma.
1918. Piazzani Umberto – Via Buonarroti, 51, int. 7. Roma.
1910. Pilotti ing. cav. Camillo – R. Ufficio geologico. Roma.
1891. Platania-Platania prof. Gaetano – Via Vittorio Emanuele, 34. Catania.
1908. Plueschke ing. Riccardo – Scafa (Chieti).
1909. Ponte dott. Gaetano – Istituto mineralogico, R. Università. Catania.
1895. Porro ing. Cesare – Rovello (Como).
1898. Portis prof. comm. Alessandro – Istituto geologico, R. Università. Roma.
180. 1901. Prever prof. Pietro – R. Istituto geologico, Palazzo Carignano. Torino.
1908. Principi prof. Paolo – R. Istituto geologico, Villetta Di Negro. Genova.
1920. Prister ing. Augusto – Via Roma, 23. Trieste.
1910. Pullè ing. conte Giulio – Portoferraio (Livorno).
1910. Pullè ing. Guido – Società Ilva. Roma.
1903. Raimondi ing. Luigi – Miniere di asfalto. Scafa (Chieti).
1920. Ratto cav. dott. Filippo – R. Ufficio geologico. Roma.
1908. Ravagli prof.ª Maria – R. Scuola normale. Vicenza.

1911. **Redaelli** ing. cav. **Ernesto**, Industriale siderurgico – Via Monforte, 34. Milano.

1920. **R. Stazione Sperimentale per l'industria della Ceramica** – Napoli.

190. 1899. **Reichenbach** ing. **Arno** – Scafa di S. Valentino (Chieti).

1900. **Repossi** prof. **Emilio** – Museo civico di storia nat. Milano.

1894. **Ridoni** ing. **Ercole** – Via Bonsignore, 5. Torino.

1913. **Rizzardi Tempini Angelo** – Via S. Susanna, 2. Roma.

1898. **Roccati** prof. **Alessandro** – Gabinetto di geomineralogia del R. Politecnico. Torino.

1890. **Roncalli** dott. conte **Alessandro** – Piazza Lorenzo Mascheroni, 3. Bergamo.

1903. **Rosati** prof. **Aristide** – Istituto mineralogico, R. Università. Roma.

1917. **Rodriguez** ing. **Francesco** – Via Cibrario, 30 bis. Torino.

1895. **Rosselli** ing. cav. **Emanuele** – Via del Fosso, 1. Livorno [s.v.].

1892. **Rovereto** march. prof. **Gaetano** – R. Istituto geologico, Villetta Di Negro. Genova.

200. 1892. **Rusconi** sac. **Giuseppe** – Valmadrera (Como).

1919. **Sabatini** comm. ing. prof. **Venturino** – R. Ufficio geologico, Via S. Susanna, 13. Roma.

1910. **Sabelli** ing. **Annibale** – R. Ufficio miniere, Via Scuole, 10. Torino.

1885. **Sacco** prof. cav. **Federico** – Gabinetto di geomineralogia del R. Politecnico. Torino.

1904. **Sangiorgi** prof. **Domenico** – Via Cavour, 70. Imola.

1890. **Scacchi** ing. prof. **Eugenio** – Via Monte Oliveto, 44. Napoli.

1909. **Scalia** prof. **Salvatore** – Istituto geolog., R. Univ. Catania.

1910. **Schopen** ing. **Corrado** – Piazza Castelnuovo, 15. Palermo.

1920. **Scotti** ing. **Ariberto**, Vice-Direttore Soc. Petrol. Ital. – Fornovo Taro.

1920. **Scotti Graziello**, Direttore Soc. Petrol. Ital. – Fornovo Taro.

210. 1914. **Scotti** cav. **Luigi** – Via Solferino, 21. Piacenza.

1881. **Segrè** ing. gr. uff. **Claudio** – Corso Vitt. Eman., 229. Roma.

1916. **Serra** prof. **Aurelio** – Sassari.

1882. **Silvani** dott. **Enrico** – Via Garibaldi, 4. Bologna [s. v.].

1904. **Silvestri** prof. **Alfredo**, Preside del R. Liceo Garibaldi – Palermo.

1912. Società boracifera di Larderello – Via Cavour, 9. Firenze.
1919. Società Elba – Corso Umberto, 128. Roma.
1919. Società Ilva – Corso Umberto, 128. Roma.
1913. Società Petrolii d'Italia – Via Andegari, 12. Milano.
1919. Società Petroli e Bitumi – Piazza SS. Apostoli. Roma.
220. 1920. Società Petrolifera Italiana – Piacenza.
1919. Società degli Alti Forni, Fonderie ed Acciaierie di Terni – Piazza Venezia, 11. Roma.
1915. Spalletti conte G. Battista – Via Piacenza, 4. Roma.
1907. Stefanini prof. Giuseppe – R. Istituto geologico, Piazza S. Marco, 2. Firenze.
1908. Stegagno prof. Giuseppe – Piazza Ariostea, 11. Ferrara.
1891. Stella ing. prof. Augusto – R. Politecnico, Castello del Valentino. Torino.
1909. Stella-Starabba dott. Francesco – Via Vitt. Emanuele, 305 Catania.
1910. Tansini ing. Mario – Galleria Mazzini, 1/9. Genova.
1912. Tanziani Fausto – Ascoli Piceno.
1881. Taramelli prof. comm. Torquato – R. Università. Pavia.
230. 1907. Taricco cav. ing. dott. Michele – R. Ufficio geologico, Via S. Susanna, 13. Roma.
1891. Taschero dott. Federico – Mondovì (Cuneo).
1911. Terrile dott. sac. Filippo – Salita S. Anna, 9°. Genova.
1908. Testa ing. Leone – R. Ufficio minerario. Iglesias.
1881. Tittoni avv. comm. Tommaso, Senatore del Regno – Via Rasella, 155. Roma.
1889. Toldo prof. Giovanni, Preside del R. Liceo – Prato.
1881. Tommasi prof. Annibale – Corso Vitt. Eman., 13. Mantova.
1898. Tonini dott. Lorenzo – Ripa (Seravezza) per Risciolo.
1883. Toso ing. comm. Pietro – Corso Vitt. Eman., 87. Torino.
1890. Trabucco prof. Giacomo – R. Istituto tecnico « Galileo Galilei ». Firenze.
240. 1920. Vaghi dott. Vittorio – Sedrina (Bergamo).
1920. Valbusa prof. Ubaldo – Società « Ansaldo ». Aosta.
1882. Verri ten. gen. comm. Antonio – Via Aureliana, 53. Roma,
1918. Villa ing. Filippo Benvenuto – Via Leopardi, 29. Milano.
1893. Vinassa de Regny prof. P. Eugenio – R. Università. Parma.
1903. Viola ing. prof. cav. Carlo – R. Università. Parma.

1914. **Zaccagna** ing. comm. **Domenico** – R. Ufficio geologico. Roma.

1920. **Zambonini** prof. **Ferruccio** – R. Istituto di Mineralogia, Palazzo Carignano. Torino.

1915. **Zangheri** rag. **Pietro** – Via Cesare Albicini. 8. Forlì.

1910. **Zucchi** ing. **Gerolamo** – Villa Valentina. Pegli.

250. 1917. **Zuffardi-Comerci** dott.ª **Rosina** – R. Istituto geologico, Palazzo Carignano. Torino.

Soci residenti all'estero.

1907. **Bartesago Carlo** – Rue des Marchands, 7. Avignon (France).

1908. **Bibliothèque de l'Université** (Médecine-Sciences) – Toulouse (Francia).

1887. **Charlon** ing. **E.** – Rue Pierre Duprèt, 25. Marsiglia.

1901. **De Dorlodot** chan. prof. **Henri** – Rue de Bériot, 44. Louvain (Belgio) [s. v.].

1895. **De Pian** ing. cav. **Luigi** – Via Kifissia, 51. Atene.

1914. **Ferraz** (de Aranjo) ing. **Jorge** – Serviço geologico e mineralogico, Ministerio de Agricoltura. Rio de Janeiro (Brazil) [s. v.].

1905. **Frenguelli** dott. **Gioacchino** – S.to Tomè (prov. di S.ta Fè) Rep. Argentina.

1911. **Friedlaender** dott. **Immanuel** – Zürickbergerstr., 118. Zurigo (Svizzera).

1911. **Gignoux** prof. **Maurice** – Institut géologique de l'Université, Blessigstrasse. Strasbourg (Alsazia).

260. 1917. **Guébhard** doct. prof. **Adrien** – S.t Vallier de Thiey (Alpes Maritimes. Francia).

1917. **Henny** dott. ing. **Gerhard** – Laboratoire de géologie de l'école Polytecnique. Delft (Pays-Bas) [s. v.].

1919. **Institut géologique de l'Université** – Blessigstrasse. Strasbourg (Alsazia).

1884. **Levat** ing. **David** – Boulevard Malesherbes, 174. Paris XVII [s. v.].

1906. **Lugeon** prof. **Maurice** – Université. Lausanne (Svizzera).

1881. **Pélagaud** doct. **Elisée** – Château de la Pinède, Antibe (Alpes Maritimes, Francia) [s. v.].

1915. **Pinon** ing. **Girolamo** – Société des Mines du Bou-Thaleb. Colbert (Algérie).

1908. **Roccati** doct. sac. **Mathieu** – Monteiro de São Bento. Rio de Janeiro (Brazil).

1908. **Schmidt** prof. **Carl** – Universität. Basel (Svizzera).

269. 1914. **Washington** doct. **Henry Stephens** – Geophysical Laboratory. Washington D. C. (U. S. A.).

N. B. — Per deliberazione del Consiglio viene soppresso temporaneamente l'elenco dei cambi. I soci potranno riferirsi a quello pubblicato nel vol. XXXVIII, con l'aggiunta solamente del nuovo cambio con la Rivista *Universo* dell'Istituto Geografico Militare a Firenze.

RESOCONTO DELL'ADUNANZA STRAORDINARIA

tenuta in Roma il 7 marzo 1920

Presidenza ZACCAGNA.

Nella sala della Biblioteca del R. Ufficio Geologico, gentilmente concessa, alle ore 10 sono presenti i soci AICHINO, BARAFFAEL, CERULLI-IRELLI, CREMA, PIAZZANI, PILOTTI, RATTO, SEGRÈ e ZACCAGNA.

Il consigliere ZACCAGNA assume la presidenza della riunione dando comunicazione di una lettera del Presidente Dal Piaz, colla quale questi, scusando la sua assenza, lo prega di sostituirlo: aggiunge che trovandosi il prof. Checchia-Rispoli indisposto funzionerà da Segretario l'archivista Crema. Ricordato poi ai presenti che scopo dell'adunanza è quello di procedere allo spoglio delle schede inviate dai soci per il voto sulle modificazioni all'art. 2 dello Statuto sociale, approvate nell'adunanza del 21 dicembre u. s., prega i soci Piazzani, Ratto e Segrè a voler fungere da scrutatori.

Il SEGRETARIO consegna il pacco delle schede in numero di 88, delle quali una senza talloncino, giunta in una busta intestata *Società Anonima Mercurifera Italiana* col bollo postale di Bagnore (Grosseto).

Gli scrutatori, dopo avere deliberata la nullità di detta scheda, passano allo scrutinio delle altre regolarmente firmate. Da questo risulta che hanno preso parte alla votazione i soci:

1. Aichino G.
2. Airaghi C.
3. Artini E.
4. Arcangeli G.
5. Baldacci L.
6. Baraffael A.
7. Bartesago C.
8. Bellini R.
9. Berti G.
10. Blengino A.
11. Bonfante Belgioioso E.
12. Bongo F.
13. Cacciamali G. B.
14. Capacci C.

15. Caffi E.
16. Caldera F.
17. Capellini G.
18. Cerulli-Irelli S.
19. Checchia-Rispoli G.
20. Clerici E.
21. Ciampi A.
22. Ciofi G.
23. Colomba L.
24. Cortese E.
25. Cozzaglio A.
26. Craven H. R.
27. Craveri M.
28. Crema C.
29. Cumin G.
30. D'Achiardi G.
31. De Alessandi G.
32. Del Grosso M.
33. De Ponti G.
34. De Stefani C.
35. Fano A.
36. Fantappiè L.
37. Ferrario R.
38. Ferruzzi F.
39. Fornasini C.
40. Fossa-Mancini E.
41. Franchi S.
42. Gabin. Geol. Appl. Scuola Ingegneri, Roma.
43. Galli I.
44. Grossi M.
45. Gignoux M.
46. Guerini B.
47. Guébhard A.
48. Società Ilva.
49. Istit. Geol. Università Strasburgo.
50. Ist. Geol. Univers. Roma.
51. Ist. Sper. F. S.
52. Lattanzi A.
53. Lotti B.
54. Maddalena L.
55. Malladra A.
56. Marengo P.
57. Martelli A.
58. Martelli C.
59. Martelli G.
60. Mattirolo E.
61. Mazzuoli L.
62. Meli R.
63. Merciai G.
64. Millosevich F.
65. Negri G.
66. Novarese V.
67. Olivetti G.
68. Pariente G.
69. Pelloux A.
70. Piazzani U.
71. Pilotti C.
72. Pinon G.
73. Porro C.
74. Portis A.
75. Principi P.
76. Pullè G.
77. Raimondi L.
78. Rosati A.
79. Rovereto G.
80. Sangiorgi D.
81. Segrè C.
82. Serra A.
83. Silvestri A.
84. Stegagno G.
85. Stella A.
86. Tommasi A.
87. Villa G. B.
88. Zaccagna D.

e che i voti espressi sono così ripartiti:

Sì 82. — No 5.

Il Presidente in base a tale risultato proclama che le proposte modificazioni allo Statuto avendo avuto favorevoli oltre i due terzi dei votanti sono approvate. L'art. 2 dello Statuto della Società resta quindi così modificato:

« Art. 2. — Per far parte della Società occorre essere presentati da due soci in una delle adunanze ordinarie, pagare una tassa di entrata di L. 15 e una tassa annua di L. 25.

» La tassa annua può essere sostituita dal pagamento una volta tanto di una somma non inferiore a L. 300; coloro che versano una somma di almeno L. 1000 avranno il titolo di soci benemeriti e figureranno costantemente nell'albo sociale.

» Per le Società aventi carattere industriale la tassa annua è di L. 100 sostituibile con un unico versamento di L. 1000 ».

Dopo di che vien tolta la seduta alle ore 11,45.

Roma, 7 marzo 1920.

Il Segretario ff.
Camillo Crema

RESOCONTO DELL'ADUNANZA ORDINARIA
tenuta in Roma il 18 aprile 1920

Presidenza ZACCAGNA.

Nel salone della Biblioteca del R. Ufficio Geologico, cortesemente concesso dalla Direzione, sono presenti il consigliere ZACCAGNA, che presiede l'adunanza in assenza del Presidente DAL PIAZ, i consiglieri AICHINO e SEGRÈ, il tesoriere CERULLI-IRELLI, il bibliotecario-archivista CREMA, i soci CLERICI, DAINELLI, FRANCHI, LATTES, LOTTI, che rappresenta anche la Società Ilva, MARIANI GIUDITTA, MERCIAI, PIAZZANI, PORTIS, RATTO, TARICCO, VERRI ed il sottoscritto segretario CHECCHIA-RISPOLI.

Scusano l'assenza il Vice-presidente D'ACHIARDI, i consiglieri GORTANI, MILLOSEVICH, PORRO e TARAMELLI, e i soci CACCIAMALI, CANAVARI, DE ANGELIS D'OSSAT, DEL ZANNA, MATTIROLO, MELI, PARONA, PELLOUX, SANGIORGI, STELLA e VINASSA DE REGNY.

Si dà per letto il verbale dell'adunanza tenuta in Roma il 21 dicembre 1919 e viene letto quello dell'adunanza straordinaria tenuta pure in Roma il 7 marzo c. a. Nessuno dei presenti facendo osservazioni, risultano approvati.

Comunicazioni della Presidenza. — Il consigliere ZACCAGNA informa l'assemblea che il Presidente DAL PIAZ per varie circostanze non ha potuto essere oggi tra noi e che dolente scusa la sua assenza affidando a lui l'incarico di presiedere l'odierna seduta; invita quindi il Segretario a dar partecipazione all'assemblea della lettera del Presidente, nella quale è tracciato in succinto un programma di gite da effettuarsi in occasione della riunione estiva. Questa, dopo una seduta inaugurale a Padova, si proseguirà subito con una visita al Monte Grappa, il baluardo inespugnato della nostra gloriosa guerra; indi continuerà per la Valsugana sino a Trento e di là nella celebre Valle di Fassa, dove potrà svolgersi una serie di interessantis-

sime escursioni. Poi da Predazzo per i passi di Pordoi, Falzarego e Tre Croci s'entrerà nella incantevole regione delle Dolomiti (Livinallongo, Cortina, Misurina) e poscia attraverso il Cadore si giungerà a Belluno, ove la riunione potrà sciogliersi.

Terminata la lettura, il Presidente, che conosce minutamente i luoghi ora detti, mostra il suo vivo compiacimento per il programma fatto dal prof. Dal Piaz, e che corrisponde pienamente al desiderio più volte manifestato dai soci di visitare le nostre terre redente (*applausi fragorosi*).

Prima di procedere oltre il Presidente partecipa ai presenti la dolorosa perdita di cinque nostri carissimi soci, la cui notizia è stata appresa dopo l'ultima seduta, cioè del prof. Federico Cardinali a Macerata, del prof. Alberto Del Prato a Parma, dell'ing. Emanuele Cimino a Girgenti, della marchesa Marianna Paolucci a Firenze e del prof. don Ignazio Galli a Roma. Tutti questi nostri colleghi saranno degnamente commemorati nella seduta estiva, ed il Presidente prega quei soci, che sono in grado, di voler fornire un cenno biografico di ognuno da pubblicarsi nel nostro Bollettino. Il Presidente esprime un particolare rimpianto per la rapida scomparsa del prof. Galli, che era uno dei più assidui alle nostre sedute, e ne ricorda i meriti di scienziato e gli studi geniali riguardanti l'elettricità meteorica. Poi informa i presenti che per iniziativa della Lega Latina, di cui il defunto fu socio fondatore, una solenne commemorazione verrà fatta nella stessa giornata in Roma al Collegio Romano, e alla quale fu invitata anche la nostra Società [1].

[1] Alla solenne commemorazione del socio prof. don Ignazio Galli, fatta il 18 aprile 1920 al Collegio Romano, intervennero, oltre ad un numeroso pubblico, il prof. Clivio Quarante, R. Provveditore a Roma, rappresentante il Ministro della P. Istruzione, l'on. Veroni, deputato per Velletri, una rappresentanza della città di Velletri, i prof. Meli e Neviani della Società Geologica e varie associazioni.

Dopo aver parlato il prof. Uberto Ferretti, Presidente della Lega Latina, il prof. Palazzo, Direttore dell'Osservatorio metereologico in Roma, illustrò la vita scientifica del Galli, che per la sua multiforme attività si occupò di fisica, sismologia, metereologia, lasciando numerosi studi, tra cui quelli geniali sui fulmini globulari.

Dimissioni e nomine di soci. — Il SEGRETARIO annunzia le dimissioni dei soci Bortolotti, Issel, Monti, Oddo e Salomon. Riguardo al socio Issel, che per moltissimi anni appartenne alla Società, di cui fu anche consigliere e Presidente, il Presidente Zaccagna, sicuro di interpretare i sentimenti di tutti i colleghi, non mancò di fare vive insistenze, perchè egli recedesse dal partito preso; ma vana è stata la sua opera insistendo il prof. Issel nella decisione già presa, della quale l'assemblea non può che prendere atto con vivo dolore.

Si partecipa inoltre all'assemblea che con vero rincrescimento il Consiglio ha dovuto radiare per morosità cinque soci.

Il SEGRETARIO legge le proposte dei nuovi soci, già approvate dal Consiglio, che vengono ad unanimità confermate:

BIBLIOTECA FONDAZIONE « QUERINI STAMPALI » a Venezia, proposta da Cerulli-Irelli e Crema.

DESCOVICH ing. ANTONIO a Roma, proposto da Crema e Cortese.

SEZIONE AUTONOMA DEL GENIO CIVILE PEL SERVIZIO IDROGRAFICO a Pisa, proposta da Cerulli-Irelli e Zaccagna.

PRISTER ing. AUGUSTO a Trieste, proposto da Checchia-Rispoli e Crema.

R. STAZIONE SPERIMENTALE PER L'INDUSTRIA DELLA CERAMICA a Napoli, proposta da Cerulli-Irelli e Zaccagna.

SCOTTI ing. ARIBERTO, Vice-direttore Soc. Petrol. Ital. a Fornovo Taro, proposto da Checchia-Rispoli e Lotti.

SCOTTI GRAZIELLO, Direttore tecnico Soc. Petrol. Ital. a Fornovo Taro, proposto da Checchia-Rispoli e Lotti.

SOCIETÀ PETROLIFERA ITALIANA a Piacenza, proposta da Lotti e Scotti.

VAGHI dott. VITTORIO a Ledrina (Bergamo), proposto da Cacciamali e Taramelli.

ZAMBONINI prof. dott. FERRUCCIO a Torino, proposto da Crema e Parona.

Nomina dei Vice-segretari pel 1920. — Il PRESIDENTE partecipa che il Consiglio Direttivo ha proposto di nominare Vice-segretari pel 1920 i soci Ramiro Fabiani a Padova e Umberto Piazzani a Roma. L'assemblea approva.

Domandano la parola i soci FRANCHI e SCOTTI, il primo per proporre la istituzione di una categoria di *soci aderenti*, ed il secondo una categoria di *soci onorari*. Il PRESIDENTE invita i proponenti a voler concretare le loro proposte e farle pervenire all'Ufficio di Presidenza per essere presentate in altra seduta e quindi discusse ed eventualmente approvate.

Onoranze ai soci caduti in guerra. — Il PRESIDENTE informa l'assemblea che la Commissione composta dai soci Crema, Parona e Taramelli nominata dalla Presidenza per studiare il miglior modo di onorare i nostri colleghi caduti nella recente guerra, ha presentato la seguente proposta: dedicare il primo volume del nostro Bollettino, che uscirà dopo la promulgazione della pace, alla memoria dei geologi italiani caduti in guerra, pubblicandone i ritratti. Nella dedica saranno pure ricordati i soci stranieri morti sul campo dell'onore.

Il PRESIDENTE apre la discussione sulla proposta della Commissione, la quale senza osservazioni viene concordemente approvata.

Bilancio preventivo pel 1920. — Il TESORIERE presenta lo stato patrimoniale della Società al 1° gennaio 1920 ed il bilancio preventivo per l'anno corrente già approvato dal Consiglio, illustrandone i capitoli principali.

Situazione patrimoniale al 1° gennaio 1920.

Cartella di Rendita nominativa 3,50 % del legato Molon, cap. nominale	L. 25.500 —
N.° 2 cartelle rendita nominativa 3,50 %, cap. nominale .	» 17.900 —
N.° 4 cartelle rendita 3,50 % al portatore, cap. nominale .	» 5.200 —
N.° 1 cartella del Prestito Nazionale 3,50 % al portatore, cap. nominale	» 1.000 —
	L. 49.600 —
Somma in deposito presso il Credito Italiano (comprese L. 1043,73 dell'Amministrazione Molon)	» 8.707,85
In cassa (di cui L. 297,50 dell'Amministrazione Molon) .	» 1.233,10
TOTALE	L. 59.540,95

Bilancio preventivo per il 1920.

Attivo

Cap.lo		
I.	Tasse sociali per il 1920	L. 5.000 —
II.	Tasse sociali Società Industriali, N.° 7	» 700 —
III.	Riscossioni tasse sociali arretrate	» 3.600 —
IV.	Interessi del legato Molon	» 297,50
V.	Interessi titoli rendita della Società	» 858,50
VI.	Interessi somme a deposito	» 250 —
VII.	Vendita Bollettini	» 300 —
VIII.	Vendita distintivi sociali	» 30 —
IX.	Sussidio Ministero Agricoltura	» 500 —
		L. 11.536 —

Passivo

Cap.lo		
I.	Stampa Bollettino	L. 6.000 —
II.	Contributo illustrazioni	» 500 —
III.	Posta e spedizione Bollettino	» 500 —
IV.	Circolari, cancelleria e bollo	» 300 —
V.	Tassa manomorta	» 52,45
VI.	Viaggi Segretario e Tesoriere	» 300 —
VII.	Compenso servizi	» 200 —
VIII.	Spesa straordinaria Biblioteca	» 500 —
IX.	Eventuali	» 83,55
X.	Da passarsi in conto capitali	» 3.100 —
		L. 11.536 —

Udite le spiegazioni del PRESIDENTE il bilancio viene approvato. Su proposta della Presidenza l'assemblea tributa un vivo plauso al nostro Tesoriere per la sua attività e competenza nell'aver preparato un bilancio soddisfacente ed adatto alle gravi difficoltà del momento.

Il PRESIDENTE pone a votazione la nomina dei Commissari del Bilancio pel 1920 e chiama a scrutatori i soci Piazzani e Ratto. Il risultato della votazione è il seguente:

Votanti 19.

Eletti: CLERICI con voti 17
LOTTI » 17
VERRI » 16.

Modifica dell'art. 9, comma d) del Regolamento. — Dopo breve discussione viene all'unanimità approvata la modifica dell'art. 9, comma d) del nostro Regolamento, che avrà applicazione sin dall'anno in corso con la seguente dicitura:

« *Ogni socio riceverà un diploma con la indicazione della sua iscrizione; rinunciandovi, la sua quota d'entrata sarà ridotta di lire dieci* ».

Stampa del Bollettino. — Il SEGRETARIO presenta le Memorie, che dopo l'ultima seduta son pervenute all'Ufficio di Segreteria, le quali, come è consuetudine, saranno sottoposte all'esame della Commissione della stampa:

PRINCIPI P., *Ittiofauna fossile dell'Italia centrale*, con una tav.

PORTIS A., *Elenco delle specie di Cervicorni fossili in Roma e attorno a Roma.*

FRANCHI S., *Tipi di roccie sodalitiche e melilitiche in scorie di forni da vetro presso Sestri Ponente.*

VERRI A., *Osservazioni geologiche sul Colle Capitolino.*

Domanda la parola il socio CLERICI, il quale molto opportunamente ricorda che in quest'anno la Tipografia della Pace compie un cinquantennio di laboriosa attività, e poichè ad essa è affidata fin dal 1900 la stampa del Bollettino della nostra Società, di cui potrebbe considerarsi collaboratrice, egli è sicuro che tutti i consoci si associeranno a lui per esprimere al proprietario della Tipografia, sig. Emiliano Cuggiani, le più cordiali felicitazioni con l'augurio che le condizioni dell'industria tipografica tornino presto ad essere meno gravose per la stampa dei nostri lavori.

Dopo i brevi cenni fatti dal Segretario circa l'origine e lo sviluppo di questa antica ed ormai ben conosciuta Tipografia, che prende il suggestivo nome *della Pace* dalla vicina Chiesa della Pace presso cui sorge, e dopo che il Tesoriere ha messo in rilievo la somma attenzione, per non dire addirittura amore, con cui viene curata in questa Tipografia ogni specie di lavoro, l'Assemblea unanime si associa alla proposta dell'ing. Clerici e dà incarico al Segretario di partecipare al sig. Cuggiani il voto di plauso tributato dalla Società all'opera attiva ed intelligente da lui spiegata per il nostro Bollettino.

Comunicazioni scientifiche. — Prima di passare alle comunicazioni scientifiche il PRESIDENTE invita il Segretario a leggere una lettera del Vice presidente D'Achiardi ed un'altra del consigliere Millosevich, con le quali, dietro invito della Presidenza della Società Italiana pel Progresso delle Scienze, che terrà la sua riunione annuale a Trieste nel prossimo ottobre, si esortano i nostri soci a voler trattare in detta riunione argomenti di indole generale o proporre temi da svolgere, i quali potranno essere presentati anche da membri della nostra Società a ciò delegati. Il socio D'Achiardi fa voti anche perchè la nostra riunione si tenga quest'anno a Trieste nella stessa epoca.

Essendosi di già stabilito che questa si terrà nel Trentino, il PRESIDENTE non può far altro che raccomandare ai soci di voler partecipare nel maggior numero possibile al Congresso della Società Italiana pel Progresso delle Scienze, che avviene in epoca susseguente alla nostra riunione, e pregare quei soci che non potranno intervenirvi di preparare dei temi che saranno presentati dai nostri colleghi D'Achiardi e Millosevich, che la Presidenza fin d'ora all'uopo designa.

Il socio CLERICI chiede la parola per far cenno del nuovo ordinamento del servizio minerario e specialmente di quello geologico; fa notare che questi due servizi dipendenti dal Ministero per l'Agricoltura una volta costituivano una semplice Divisione; furono poi ampliati in Ispettorato e di recente eretti a Direzione Generale, e in tale occasione all'Ufficio Geologico fu dato un nuovo ordinamento cui augura faccia seguito una conveniente assegnazione di fondi per il suo fecondo funzionamento. Tutto questo dimostra come le scienze geologiche, per la loro ormai indiscussa utilità pratica, guadagnino sempre maggiore considerazione presso i pubblici poteri. Ciò in gran parte è dovuto al costante interessamento di S. E. Cermenati, nostro consocio, al quale la Società può ben esternare il proprio compiacimento (*applausi vivissimi*).

Il consigliere ARCHINO, quale Direttore dell'Ufficio Geologico, ringrazia l'ing. Clerici dell'interesse che dimostra per l'Ufficio stesso; ed è lieto di comunicare che questo, appena decretato il nuovo ordinamento, si affrettò a manifestare, per mezzo dei

suoi componenti allora in Roma, il proprio compiacimento a S. E. il prof. Cermenati. Compiacimento tanto più completo in quanto, come lo stesso prof. Cermenati ebbe a dichiarare in più di un'occasione, e con lui altri competenti che si occuparono della cosa, con la nuova sistemazione si è solo inteso intensificare l'azione di un organismo di cui altamente si loda l'opera passata.

Si potranno ora assumere per il servizio geologico, oltre agli ingegneri, i dottori in scienze naturali ed i dottori in chimica, di cui da tempo si lamentava l'esclusione, dovuta all'essere il servizio stesso affidato al Corpo delle Miniere in cui non era prevista l'ammissione di quelle categorie di studiosi; inconveniente al quale erasi in passato cercato di ovviare, nei limiti del possibile, affidando particolari incarichi a naturalisti.

Con ciò e con l'accresciuto numero dei disegnatori e funzionari d'ordine e di servizio, i lavori potranno essere spinti con maggiore alacrità se, ben inteso, saranno sufficienti i mezzi finanziari, senza di che la condizione sarebbe piuttosto peggiorata che migliorata. E per questo contiamo sul non mai smentito interesse di S. E. Cermenati, Presidente del Comitato Geologico; ed anche ci raccomandiamo un po' al consocio Clerici, il quale, assunto di recente ad importante funzione nella Direzione Generale delle Miniere, potrà giovarci.

L'Ufficio Geologico, modificato nella sua costituzione, non muterà programma, ma potrà più armonicamente e completamente svilupparne le varie parti, mirando ad essere un vero istituto geologico che prepari le basi scientifiche di tutte le applicazioni pratiche della geologia ed a queste collabori in quanto interessa le varie amministrazioni statali ed in genere l'economia nazionale (*applausi*).

L'ing. Clerici richiama l'attenzione dei colleghi sopra la *Carta geologica delle Alpi Apuane* in undici fogli al 25 mila [1], con un fascicolo di note illustrative, testè messa in distribuzione dal R. Ufficio Geologico.

[1] I fogli finora pubblicati sono quelli di *Ameglia, Sarzana, Monte Sagro, Vagli, Castelnuovo Garfagnana, Massa, M. Altissimo, Gallicano, Forte dei Marmi, Pietrasanta* e *Pescaglia*.

È opera paziente e diligentissima compiuta dall'ing. Zaccagna in una delle più importanti e geologicamente complicate regioni d'Italia. Tale pubblicazione procura un senso di vivo compiacimento e di spontaneo plauso all'autore ed all'Ufficio di cui fa parte.

Il Presidente ZACCAGNA ringrazia anche per parte dell'Ufficio Geologico, al quale appartiene, delle cortesi espressioni del socio Clerici e tiene a far noto che il ritardo che hanno subito le pubblicazioni dell'Ufficio è dovuto unicamente alle difficili condizioni degli opifici grafici durante la guerra.

Il SEGRETARIO legge una breve comunicazione del socio Sabatini dal titolo: *Le marmitte d'erosione a Montecristo*, e ne riassume un'altra del socio Bellini: *Sui materiali vulcanici di Capri.*

Il socio FRANCHI riferisce su: *Di una eclogite in filoni nella Lherzolite dei dintorni di Voltaggio.*

Il socio TARICCO legge una breve comunicazione dal titolo: *Rinvenimento di « Dictyonema » nel Cambriano della Sardegna.*

L'ing. CLERICI presenta campioni di *pelagosite* da lui raccolti nel gennaio scorso sul calcare cambriano battuto dal mare nella località Canalgrande nell'Iglesiente, rinomata per il giacimento di trilobiti cambriane.

L'ing. CLERICI riassume le ricerche che ha fatto circa il contenuto mineralogico dell'arenaria grossolana che quasi orizzontale giace in discordanza su scisti lucenti cambriani in una bella sezione della trincea ferroviaria di Cabitza presso Iglesias, il cui aspetto di relativa giovinezza contrasta con la vera età permo-carbonifera, già da altri dimostrata, come risulta dalle impronte di *Calamites*, *Annularia*, *Felci*, raccolte nella stessa formazione in quei dintorni, e che esibisce.

Infine l'ing. CLERICI fa una breve comunicazione sulle *marmitte* esistenti nel tufo al fosso della Mandriola presso Roma.

Essendo esaurito l'ordine del giorno il PRESIDENTE, dopo aver ringraziato i soci per il loro intervento, toglie la seduta alle ore 12 circa.

Roma, 19 aprile 1920.

Il Segretario

GIUSEPPE CHECCHIA-RISPOLI

APPENDICE

NOTA SUI MATERIALI VULCANICI DI CAPRI

Comunicazione del socio R. Bellini

Trovandomi nella scorsa estate, come spesso, a passare le mie vacanze estive a Capri e completando alcune mie ricerche sull'amena isola, ebbi occasione di osservare con attenzione i depositi vulcanici, occupanti nelle vallette estensioni piuttosto notevoli o trovantisi sotto forma di materiali sparsi alla superficie del suolo.

I materiali suddetti si distinguono nelle seguenti categorie:

1.° Tufi e pozzolane di natura sanidinica, in depositi spessi in alcuni punti anche oltre 10 metri, ricchi di pomici filamentose e di scorie, ricoperti da lapilli. La loro giacitura è in strati inclinati tra 43° e 45°, per causa del movimento obliquo a cui l'isola è andata soggetta; contengono spesso resti fossili d'organismi terrestri.

2.° Blocchi erratici di lave. Ho spesso osservato, p. es., un masso leucotefritico in un oliveto della via Tragara e pezzi di lava scura con grossi cristalli di sanidina alla Marina Grande.

3.° Cristalli sparsi di augite sulle alture orientali dell'isola e frequentissimi sul fondo marino.

La opinione diffusa ed accettata sull'origine dei suddetti materiali è nota. Gli elementi dei tufi e delle pozzolane sarebbero pervenuti dalla Regione Flegrea per trasporto eolico. Trovansi accumulati nelle insenature e nelle vallette e la loro giacitura è analoga a quella degli stessi depositi esistenti nella Penisola Sorrentina e nei monti più lontani. I pezzi di lava sarebbero stati trasportati dall'uomo, mentre i cristalli sciolti

di augite avrebbero origine vesuviana, essendo noto che il vulcano di Napoli ha spesso eruttato cristalli liberi di augite e di leucite.

Le suddette rappresentano tutte le notizie che si hanno sui poco importanti depositi di materiali vulcanici esistenti nell'isola di Capri.

Nel settembre scorso, ricercando nelle trincee scavate per la linea della Funicolare nelle pozzolane della valletta della Grande Marina se avessi ancora potuto rinvenire qualche frammento di selce scheggiata, ebbi occasione di raccogliere alcuni frammenti di lava a superficie curva, che si mostravano parti di più grossi blocchi, la cui forma complessiva doveva essere sferoidale. Pensai subito doversi trattare di parti di bomba vulcanica e ne parlai al dott. Cerio, l'appassionato ed autorevole studioso della Storia Naturale della sua bella isola, il quale mi disse aver anch'egli raccolto anni addietro bombe vulcaniche nelle stesse pozzolane usate per uso edilizio, e mi fece vedere due di esse conservate nella sua raccolta; una sanidinica pesante oltre quattro chilogrammi ed un'altra ricca di cristalli d'augite porfiricamente disseminati in un magma microcristallino. A questi ritrovamenti debbo poi aggiungerne qualche altro dello stesso genere da me fatto antecedentemente, ma a cui non avevo dato importanza, trattandosi è vero di evidenti frammenti di bombe, ma raccolti rotolati alla superficie del suolo.

Quanto ho riferito mi sembra che basti a scuotere la sicurezza che si aveva sull'origine di una parte dei materiali vulcanici di Capri. Finchè trattavasi di elementi incoerenti di piccolo volume, l'origine per trasporto eolico non poteva logicamente negarsi, tantoppiù che molti depositi simili, ed ai quali si applica la stessa spiegazione, esistono in tante altre località della Campania; ma la medesima origine non si può ammettere per bombe di volume e di peso considerevoli; occorre quindi trovare altra spiegazione più soddisfacente, che potrà poi anche applicarsi a spiegar la provenienza degli altri materiali. Sorge quindi spontanea l'idea che la bocca o le bocche eruttive che emisero una gran parte almeno delle sostanze vulcaniche di Capri non fossero lontane dall'isola e forse in corrispondenza di quel tratto di mare chiamato la *Bocca piccola* (essendo i

materiali vulcanici più frequenti ad oriente ed al centro dell'isola). Occorre notare che nel suddetto tratto di mare, dove il fondo trovasi a circa 300 m., esiste un rilievo conico che giunge a 70–75 m. dal livello dell'acqua; è una vera secca sottomarina ed è noto che le secche del Golfo di Napoli si ritengono, seguendo il Walther [1], residui di vulcani subacquei.

Ma a proposito dei materiali vulcanici di Capri, alcuni dei quali si è condotti a ritenere eruttati da crateri esistenti in altri tempi presso l'isola, non è fuori luogo rievocare un'ipotesi che Arcangelo Scacchi emise negli ultimi anni di sua vita, ma che non ebbe fortuna. Intendo alludere a quella dei vulcani fluoriferi della Campania, che oggi nuove osservazioni tendono a fare riprendere in considerazione. L'illustre mineralista e geologo di Napoli volle spiegare come prodotto di crateri locali il tufo campano, con geodi fluorifere, che antecedentemente, ed anche oggi, la gran parte dei geologi aveva ritenuto originato per causa di trasporto eolico. Non ho presente se nel suddetto tufo campano sieno state raccolte, oltre i blocchi geodici di calcare metamorfosato, anche bombe di lava; in questo caso l'ipotesi di Scacchi avrebbe avuto una prova validissima a suo favore. Perchè non potrebbe esser questa data dalla esistenza delle bombe nel tufo di Capri, che si può ammettere prodotto da eruzioni locali?

Ho raccolto grande quantità di materiali vulcanici di Capri e di ciottoli in essi contenuti. Intendo, appena mi sarà possibile, compiere uno studio accurato su detti materiali per vedere di trarne qualche conclusione.

Intanto ho creduto utile con la presente nota darne comunicazione preventiva.

Aprile 1920.

[1] Walther I., *I vulcani sottomarini del Golfo di Napoli*, Boll. R. Comit. Geolog., Roma, 1886, n. 9-10.

DI UN'ECLOGITE IN FILONI NELLA LHERZOLITE DEI DINTORNI DI VOLTAGGIO

Comunicazione del socio S. Franchi

Sono note molte varietà di roccie eufotidiche in filoni nelle lherzoliti di diverse età e formazioni, le quali ultime sono, come è noto, quasi sempre più o meno metamorfosate; così ad esempio in quelle eocenichè della Liguria orientale, in quelle secondarie delle Alpi Occidentali, del Gruppo di Voltri in Liguria, e infine in quelle ancora di età indeterminata, ma certamente antetriasica, della zona dioritico-noritica di Ivrea. Le roccie incluse nelle serpentine, in filoni, lasciando per ora da parte le masse giadeitiche e cloromelanitiche, le quali non si possono finora, che io sappia, attribuire a veri filoni, appartengono in gran parte al gruppo delle roccie eufotidiche; ma si può dire che in quei filoni si trovano rappresentati molti dei tipi della svariatissima serie di roccie comprese dal Rosenbusch nella sua *Gabbrareihe* o serie dei gabbri, nel quale sono comprese le eufotidi sotto il titolo di gabbri propriamente detti (Eigentlicher Gabbro). Sono notevolmente belli i filoni di eufotidi con smaragdite verde intenso del M. Musinè, allo sbocco della Dora Riparia, e della costa ad occidente di Varazze, con felspati completamente saussuritizzati. In quella prima località, come all'Elba e nel Gruppo di Voltri, le eufotidi metamorfosate sono soventi ricche in granato, il quale in non pochi casi sembra di origine secondaria.

È appunto di una roccia granatifera che trovai in filoni molto netti nella lherzolite alla sella a N. di M. Tobbio, ad occidente di Voltaggio (gruppo di Voltri), che io intendo dare notizia.

I filoni, essendo da roccia molto più resistente che la lherzolite serpentinizzata che li comprende, sono in risalto su di essa, con delle superficie di separazione nettissime, talchè tale modo di giacitura rimane indiscutibile; essi hanno la potenza di circa un metro, e presentano varie ramificazioni esse pure bene delimitate, sopra un'estensione di 10–15 m. La roccia chiara, anzi biancastra nella superficie alterata, presenta una divisibilità romboedrica, con diaclasi piane e spigoli molto netti, come si osserva soventi in molte altre roccie. Nella frattura fresca essa presenta una granulosità finissima e per questo, per la grande durezza e il color bigio-chiaro, verdiccio o violaceo leggerissimi, credetti si trattasse di una roccia giadeitica; mentre si tratta, come si vedrà, di una roccia eclogitica, cioè di un tipo che colle giadeititi è sovente associato.

L'esame microscopico della roccia condusse alla determinazione dei seguenti costituenti: *granato*, abbondantissimo, in cristalli minuti, autoformi, leggerissimamente rosei in lamina sottile, raggruppati irregolarmente in nugoletti, in striscie o in sciami; un *pirosseno*, in resti sfrangiati, che tuttavia ne permettono la determinazione, in mezzo a una massa di *anfibolo fibroso uralitico*, il quale è da esso derivato, e con esso presenta ancora, qua e là, una imperfetta isorientazione; mentre l'anfibolo a struttura feltrata costituisce in gran parte il resto della roccia. In alcune parti l'anfibolo secondario, che si può dire generalmente incoloro, presenta leggerissime tinte violacee, con policroismo analogo a quello della glaucofane; donde il tono violaceo della roccia. Minerale accessorio frequente il *rutilo*, in faculc informi un po' torbide.

La roccia attuale si può quindi dire una *eclogite uralitizzata*, sì che noi dovremmo dedurne il concetto di un'*eclogite in filoni* nella lherzolite, fatto che io non credo sia stato finora segnalato.

I giacimenti di roccie eclogitiche sono svariatissimi; in molti casi esse si trovano associate a formazioni cristalline, gneis e micascisti, dove costituiscono una serie unica complessa per numerosi passaggi e forme diverse colle roccie giadeitiche e cloromelanitiche; come ad esempio nella estesa formazione detta dei *micascisti eclogitici* delle Alpi occidentali (v. la carta al 400.000 del R. Ufficio geologico). In moltissimi altri le

eclogiti si trovano in piccole masse, associate e alternate in zone con le roccie verdi, anfiboliti, serpentine, eufotidi, come nelle Alpi Occidentali e nel Gruppo di Voltri, specialmente nell'alta Valle dell'Olba. Nel primo caso le chiare sfumature delle eclogiti coi micascisti e la distribuzione degli elementi di quelle in tutte le proporzioni in mezzo a questi, permettono di affermare che le eclogiti hanno la stessa origine che i micascisti, mentre nel secondo modo di giacimento si può rimanere in dubbio se le eclogiti abbiano origine da una roccia eruttiva che originariamente accompagnava le eufotidi e le lherzoliti, o da roccie di contatto endogeno od esogeno di queste.

Il ritrovamento di filoni netti, di eclogite potrebbe quindi venire a conferma della possibilità della ipotesi eruttiva delle eclogiti.

Diversi autori considerano pure certe roccie eclogitiche come forme estreme del metamorfismo di roccie eufotidiche; e se si dovesse ammettere una tale genesi per la nostra roccia, anche il granato, che ne è un costituente importante, dovrebbe considerarsi come di origine secondaria; ma dall'esame dei preparati io non sarei propenso ad ammettere tale genesi.

Qualcuno potrebbe anche pensare ad un'origine pneumatolitica, e veramente le roccie aventi una tale origine sono così numerose, che *a priori* tale ipotesi non potrebbe essere scartata.

Ma lo studio completo di questa roccia, anche dal punto di vista genetico, non può essere fatto senza un'analisi chimica completa. A me basta per ora di averne precisato il modo di giacimento, in filoni digitati come quelli delle roccie eruttive.

SULLE MARMITTE NEL TUFO AL FOSSO DELLA MANDRIOLA PRESSO ROMA

Comunicazione dell'ing. ENRICO CLERICI

La lettura del verbale della ultima riunione della Società Geologica, nella quale da parte di vari Colleghi furono illustrate marmitte di erosione di diverse località, mi ha fatto ricordare di aver veduto nei dintorni di Roma, e anche tentato di ripren-

dere con la fotografia, un gruppo di marmitte scavate nel tufo di cui mi sembra meritevole far cenno.

La tenuta Mandriola, posta in Agro Romano a 14 km. sulla via Laurentina, è attraversata da un fosso, povero d'acqua in estate, che raccoglie il displuvio di una lunga zona di terreno, avendo origine presso C. S. Spirito poco sotto Castelgandolfo, e

che, unitosi al fosso dello Schizzanello, immette in quello di Malafede.

Le marmitte di cui parlo si trovano poco a valle del ponte detto della Mandriola.

Per l'escavazione operata dal fosso e per le trincee della strada, profondamente incassata, si ha modo di osservare la

serie delle roccie tufacee, specialmente interessanti quelle della parte inferiore e cioè il tufo granulare bigio, la pozzolana rossa e il conglomerato giallo che quivi ha notevole sviluppo e contiene grossi blocchi di leucitite delle più antiche eruzioni laziali.

La pozzolana rossa, sottostante al conglomerato giallo, presenta i caratteri consueti e, presso lo Schizzanello, stillicidi di acqua acetosa.

Il tufo granulare, che sostiene la pozzolana rossa, è quivi di consistenza litoidea e fa parte del complesso ora litoideo, ora propriamente granulare, ora con pallottole tufacee pisolitiche, ora con affinamenti terrosi, che poco lungi, come a Trigoria e a Decima, riposa sopra ghiaie, dell'orizzonte con frammenti di trachiandesite, e sabbie argillose con fossili salmastri. Contiene impronte vegetali, e presso Trigoria vi ho raccolto le

solite specie: *Ruscus aculeatus*, *Taxus baccata*, *Buxus sempervirens*, *Hedera helix*, ecc.

Le marmitte sono scavate in questo tufo e sono dovute alla azione abrasiva esercitata da pezzi di roccie più dure, per esempio di lave, col concorso della sabbia con magnetite ed augite, mossi dall'acqua vorticosa nei periodi di abbondanza. Sono di diversa grandezza; alcune, ripiene di terriccio, ricettano piante come in altrettanti vasi da fiori.

Se ben ricordo, mi sembra di aver veduto in una di esse il residuo di anima o cilindroide interno sul tipo di quelle colonne segnalate dal Collega ing. Crema e che si spiegano ammettendo una maggiore resistenza offerta nel mezzo da qualche elemento della roccia clastica al principio della escavazione.

Ora, per effetto della continuata denudazione e per la erosione dovuta alle acque su tutto l'affioramento tufaceo, le marmitte sono in via di demolizione.

LE MARMITTE DI EROSIONE DI MONTECRISTO

Comunicazione del socio V. Sabatini

Il granito porfirico per grandi ortoclasie, le quali hanno fino a 10 o 12 cm. di lunghezza, e che costituisce quasi esclusivamente l'isola Montecristo, tra i fenomeni di erosione che saranno descritti nella Memoria sulla geologia di quest'isola, mostra quello delle Marmitte, di cui do notizia nella presente comunicazione. Alla Cala Scoglio il granito appare bucherellato, cavernoso in superficie, e in certi punti spugnoso per cavità grandi e piccole. Invece alla Cala del Diavolo la roccia presenta superficie lisce e mammellonate. L'erosione quindi ha prodotto il solito doppio tipo con superficie concave e convesse, determinato da un reticolato di linee continue sporgenti od inca-

vate intorno a superficie discontinue incavate o sporgenti. Il primo tipo è naturalmente il punto di partenza da cui si arriva alle cavità più regolari e profonde dette *marmitte di erosione*, e che alla Cima Lecci e al Poggio Segnale hanno 30 a 35 cm. di diametro, talvolta 1 m. e più, con profondità di 20 a 25 cm., talvolta di 50 cm. Data la costituzione della roccia, essa si riduce facilmente ad arene micacee, da cui vengono isolate le grandi ortoclasie in cristalli appiattiti secondo g^1 e allungati secondo l'asse verticale, od in frammenti dei medesimi, limitati tra due sfaldature parallele a g^1 per frantumazione successiva. Le vie dell'isola sono tracciate in mezzo a queste arene e sono cosparse dei detti cristalli e dei loro frammenti. Le marmitte in discorso sono spesso piene di questi stessi cristalli, che perciò rappresentano i residui della roccia sparita. Alla Cala Gemelle, invece, in qualche marmitta ho trovato un pezzo intero di tale roccia, e inoltre con le marmitte ad asse verticale ne ho trovate altresì ad asse obliquo ed orizzontale, con la tendenza alla sovrapposizione dei diversi tipi.

Noterò infine che se l'azione dei marosi ha prodotto queste cavità, ciò che sembra il caso di Cala Gemelle, la loro presenza a Cima Lecci e a Poggio Segnale, alti rispettivamente 563 m. e 396 m. $^s/_m$, obbliga ad ammettere un sollevamento dell'isola, se a queste altitudini non si voglia ricorrere alla causa alluvionale, sulla cui possibilità discuterò nella Memoria suddetta.

RINVENIMENTO DI *DICTYONEMA* NEL CAMBRIANO DELLA SARDEGNA

Comunicazione del socio M. Taricco

Devo alla cortesia dell'ing. Novarese l'aver potuto esaminare un campione fossilifero proveniente dagli scisti di M. Gani, a circa 1 km. ad ENE di Gonnesa, sulla destra della valletta di R. Sibasca.

Si tratta di impronte, che in qualche punto messe allo scoperto durante l'esame, sono discretamente conservate, di *Dictyonema*, genere di graptolite dendroide che per la sua estensione geografica potrà rendere utili servizi nello studio del Paleozoico della Sardegna.

Nel campione si hanno parecchie colonie tutte però incomplete, schiacciate e piuttosto obliterate dagli agenti atmosferici o da macchie ferruginose; gli steli o rabdomi quasi paralleli fra loro sono in numero di 6–10 per cm., spesso dicotomi, aventi una larghezza di mm. 0,3-0,4; i setti trasversali che uniscono i rabdomi sono in numero di 2,5–3 per cm.; le teche che si vedono in qualche punto e in piccolo numero si possono calcolare a 12-14 per cm. Questi caratteri esterni sembrano indicare il *D. flabelliformis* Eichw., determinazione che converrà rinviare ad esame di più abbondante e più completo materiale.

Il ritrovamento di *Dictyonema* negli scisti, che per gli studi dell'ing. Novarese sono la riapparizione a sud di quelli a *Paradoxides mediterraneus* Pompecky della vallata di Cabitza-Monteponi, è notevole perchè dimostrerebbe che il limite inferiore del genere, che si ritiene sia il Cambriano superiore, scende invece fino quasi alla base del Cambriano medio.

È verosimile che il genere *Dictyonema* continui nel Siluriano sardo come sembra indicare il *D.(?) corniculata* del Fluminese descritto e figurato dal Meneghini nel 1880 e che converrà ristudiare anche in relazione a fossili di forma analoga osservati dall'ing. Novarese a Domusnovas, da lui e da me a Gonnesa, ma dei quali non ho per ora esemplari determinabili con sicurezza.

Nel Siluriano superiore a *Cardiola interrupta* le graptoliti sono, come è noto, assai frequenti in varie parti della Sardegna, ma in nessuna di tali località mi occorse finora di trovare traccie del genere in parola.

LIBRARY

XXXIII° CONGRESSO
DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA

Agosto-Settembre 1920

Nell'adunanza del 18 aprile 1920 in Roma venne deliberato di tenere il XXXIII° Congresso della Società Geologica in Padova. Con circolare del 27 giugno fu distribuito ai soci il programma-sommario delle escursioni nella regione dolomitica del Veneto, da svolgere fra il 29 agosto ed il 5 settembre, e quello delle adunanze col seguente

Ordine del giorno:

1. Comunicazioni del Presidente.
2. Lettura per l'approvazione del verbale dell'adunanza del 18 aprile 1920.
3. Nomina di nuovi soci.
4. Bilancio consuntivo del 1919.
5. Comunicazioni scientifiche.
6. Elezioni per le cariche sociali [1].
7. Eventuali.

---

[1] Sono da eleggere il vice-presidente per il 1921 e cinque consiglieri, di cui quattro per il triennio 1921-23 in sostituzione degli uscenti De Lorenzo, Gortani, Porro ed Aichino, che non sono rieleggibili, ed uno per il 1921 al posto del socio Issel dimissionario.

RESOCONTO DELLE ADUNANZE

Adunanza inaugurale del 29 agosto.

Presidenza del prof. G. Dal Piaz.

Per gentile concessione del Magnifico Rettore l'adunanza inaugurale ha luogo nell'Aula Magna della R. Università di Padova, coll'intervento delle Autorità Accademiche, del Prefetto, del R. Provveditore agli Studi, dei rappresentanti del Comune, della Scuola di Applicazione per gli ingegneri, della Facoltà di Scienze, del R. Magistrato alle Acque, del R. Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, dell'Accademia Veneto-Trentino-Istriana, del Club Alpino Italiano, ecc.

Sono presenti, oltre il presidente Dal Piaz, il vice-presidente D'Achiardi, i consiglieri Gortani, Segrè, il tesoriere Cerulli-Irelli, il vice-segretario Fabiani, i soci Aetini, Ciampi, Cipolla, De Alessandri, De Pretto, Fossa-Mancini, Fucini, Gemmellaro, Gozzi, Maddalena, Malvano, Mattirolo, Novarese, Sangiorgi, Scalia, Scotti L., Stegagno, Stefanini, Taricco, Tommasi, Toso.

Scusano la loro assenza i consiglieri Aichino, Millosevich, Rovereto, Zaccagna, l'archivista Crema, il segretario Checchia-Rispoli, i soci Berti, Lattes, Sabatini, Stella-Starabba.

Aperta la seduta, porge il saluto ai Congressisti il Rettore dell'Università di Padova, prof. Lucatello, con le seguenti parole:

« Pensiero vostro gentile fu quello di designare questa città a sede dell'odierna riunione: ve ne ringrazio vivamente, perchè vi ho scorto un omaggio alle gloriose tradizioni di questo Ateneo, il quale ha ben meritato anche nel campo dei vostri studi. Siate i benvenuti!

» A titolo di fraterna accoglienza vi abbiamo invitati in quest'aula, dove la gloria dei ricordi solleva la mente ed i cuori e vi apriamo i nostri Istituti e i nostri Musei, indici sicuri del buon indirizzo che perseguiamo, e vi additiamo la nuova sistemazione edilizia — che con ogni possa sollecitiamo — quale prova del nostro interessamento per il progredire incessante di questo centro di alta coltura delle Tre Venezie.

» Profano alla scienza da voi prediletta, non ignoro però quanto nobile ne sia il campo, quali e quanti problemi essa racchiuda, di quanti tesori sia feconda nelle sue pratiche applicazioni, vera miniera inesauribile di prosperità nazionale.

» Domani salirete il monte sacro della indomita resistenza: dal Grappa volgerete lo sguardo all'ampia distesa di monti e valli che furono i campi delle recenti lotte e di fulgide vittorie. Pellegrini della scienza, ma italiani anzitutto, avrete un mesto pensiero per i fratelli nostri che da quei campi non sono più tornati: con commossa fierezza inneggerete al loro sacrifizio, esulterete alla loro gloria » *(molti applausi).*

A nome del Club Alpino Italiano parla poi il prof. Meneghini, presidente della Sezione di Padova, portando il saluto del presidente generale B. Calderini: dice dei fraterni legami che sempre avvinsero gli alpinisti e i geologi e chiude con l'augurio che sempre più viva ed estesa diventi la collaborazione fra gli amanti della montagna e i cultori delle scienze geologiche.

Anche il prof. Meneghini viene vivamente applaudito.

Il presidente prof. Dal Piaz pronuncia quindi il seguente discorso:

Signori,

Chiamato sette anni or sono, e precisamente nel 1914, all'onore della Presidenza della Società Geologica italiana, io mi apprestavo all'organizzazione di un congresso che iniziando i suoi lavori nel Feltrino, doveva poi continuarli con una serie di escursioni nelle amene vallate del Bellunese e del Cadore.

Ormai ogni accordo era stato preso e le inscrizioni affluivano numerose dai più lontani paesi d'Italia, quando guizzarono i primi bagliori dell'immane incendio dal quale dovevano essere travolti e martoriati tanti popoli. La prima fu impressione di sgomento e di incertezza, ma poi, a breve distanza di tempo, il quadro si presentò in tutta la sua tragica vastità.

Ormai della nostra progettata gita a Cortina, che doveva aver luogo il 10 settembre, era svanita ogni possibilità; ormai nello spirito e nella coscienza d'ogni cittadino era penetrato il senso della preoccupazione determinato dal presentimento che si avvicinava un'ora fatale della storia, ed il nostro animo, agitato fra il timore del naufragio e la fede nel finale trionfo del giusto, sentiva che ad altro dovevano essere rivolte le nostre energie anche se modeste ed isolate. Ormai ogni congresso (ed il nostro in modo particolare per le regioni in cui doveva svolgere i suoi lavori anche al di là del confine), oltre che difficile, tornava di dubbia opportunità, ed io mi risolsi quindi a proporne il rinvio con la seguente circolare:

« Mentre il 33° Congresso della nostra Società era comple-
» tamente organizzato e si attendeva solo il giorno che dovesse
» radunare nel Bellunese i geologi d'Italia, gravi vicende po-
» litiche hanno costretto la presidenza a rimandare l'indetta
» riunione estiva. Gli egregi colleghi possono facilmente imma-
» ginare quanto dolorosa sia per me una simile risoluzione. Io
» ho accettato ed esorto voi pure ad accettare serenamente il
» sacrificio in nome del dovere e con *la incrollabile speranza*
» *nell'animo che in un futuro Congresso geologico nel Veneto i*
» *nostri lavori si svolgano anche in altre terre non meno ita-*
» *liane, che aspettano l'ora della redenzione per opera della*
» *madre Patria* ».

E i destini maturarono infatti; la fede di un popolo, del quale noi sentimmo nell'intimo del cuore tutta la santità dell'aspirazione, ha avuto il suo trionfo: la Patria ebbe i suoi confini naturali.

Ritornata la pace, con designazione per me particolarmente cara e gradita, ma che va ben al di là della mia modesta persona ed assume espressione di simpatia e di affetto per il Veneto martoriato e pei fratelli liberati, voi mi avete voluto una

seconda volta all'onore della Presidenza nell'intendimento, ispirato da un alto senso d'affetto e di solidarietà nazionale, di voler visitare quei monti del Veneto nei quali all'interesse scientifico si legano ora tanti ricordi. E noi accorreremo infatti a quei monti, vi accorreremo non solo desiderosi d'ammirarne le superbe bellezze ed intendere i misteri delle loro lontane origini, ma attratti dal sorriso dei nuovi lembi d'Italia liberi e redenti, chiamati dall'arcana voce dei morti che ci vogliono là, a vedere e sentire tutta l'eroica grandezza del loro sacrificio ed il fremito di amore e di ammonimento che sale dalle loro tombe solitarie.

Il nostro sarà adunque, oltre che un viaggio di cultura e di studio, una visita alle nuove terre liberate, un riverente e doveroso pellegrinaggio ai luoghi dove arse l'immane fornace e dove si sono compiuti i destini d'Italia.

Io vi ringrazio, cari colleghi, del numeroso accorrere all'invito del vostro Presidente, che non vi ha preparato ricevimenti o banchetti, ma solo godimenti spirituali, emozioni che scaturiranno spontanee dalla santità dei luoghi e dalla maestosa bellezza dei monti che visiteremo.

Scorgo fra voi rappresentanti della lontana Sicilia, del Piemonte, dell'Italia Centrale e di numerose altre regioni e provincie e vi saluto tutti con la cordiale espressione dell'animo mio, lieto di rivedervi qui riuniti in quest'aula, dove attraverso l'aristocratica austerità dei dorati stemmi spira tutta la vetusta grandezza di questo Studio.

Ed è con animo non meno lieto e riconoscente ch'io esprimo un ringraziamento vivissimo al Rettore magnifico che ci accolse con tanta finezza e cordialità d'espressione, all'amico e collega Meneghini che ci portò il fraterno saluto del Club Alpino, ed alle autorità tutte che vollero presenziare a questa inaugurazione, fra le quali mi torna grato segnalare l'illustrissimo signor Prefetto, il rappresentante del Regio Commissario civile di Padova, il R. Provveditore agli studi, il R. Magistrato alle Acque cui spetta la provvida iniziativa di aver promosso lo studio dei bacini montani del Veneto anche dal punto di vista geologico; i rappresentanti della Direzione della R. Scuola degli ingegneri di Padova, della Presidenza della Facoltà di Scienze,

della Direzione generale delle Ferrovie di Stato, del R. Comitato Geologico Italiano, del R. Liceo, dell'Accademia-Ven.-Trent.-Istriana di Scienze, e della stampa cittadina, sempre pronta a segnalare ogni nobile manifestazione di attività e così valida tutrice degli interessi della regione.

Debbo informare poi i colleghi, che in questi giorni pervennero numerose adesioni non di rado accompagnate da espressioni di spirituale solidarietà e di fervido augurio.

Ricorderò fra le varie quelle di S. E. il Ministro della P. I., di S. E. il Ministro per l'Agricoltura, di S. E. il Ministro per l'Ind. e il Comm., di S. E. il Governatore Civile di Trento, del senatore Zippel Sindaco di Trento, del Senatore Levi-Civita, del senatore Bassini, del Presidente del R. Comitato Geologico Italiano, del Presidente del Consiglio Sup. delle Miniere, del Presidente del R. Istituto Veneto, del Comandante la Divisione Mil. di Padova, del Direttore del R. Ufficio Geologico, del Direttore della Società Adriatica d'Elettr., del Presidente del Club Alpino di Trento, dei colleghi Taramelli, Clerici, Parona, De Marchi, Vinassa, Platania, Capacci, Principi, De Angelis, Millosevich, Rovereto, Crema, Stella-Starabba, Lattes, Berti, Sabbatini, Zaccagna e Checchia Rispoli.

Attestazioni che tornano tutte di alto onore al nostro sodalizio e che destano nel nostro animo un senso di compiacenza e di gratitudine. Permettete però ch'io richiami la vostra attenzione specialmente su tre di queste adesioni e cioè su quella di S. E. il Ministro per l'Agricoltura, dal quale la nostra Società riceve da lunghi anni conforto morale e materiale per l'incremento e la diffusione delle scienze geologiche; su quella dell'on. Cermenati, Presidente del R. Comitato Geologico, strenuo e validissimo difensore dei nostri studi ed al cui interessamento diretto dobbiamo i mezzi che ci permisero l'organizzazione dell'attuale congresso. Nè dobbiamo dimenticare che è tutto merito dell'on. Cermenati, se il R. Ufficio Geologico, dopo lunghe ed inutili lotte durate mezzo secolo per correggere vecchi difetti di organico, si avvia ora ad un nuovo ordinamento che noi riteniamo meglio rispondente alla natura degli studi e delle ricerche geologiche e pel quale le porte del R. Ufficio, destinato al rilevamento della carta del Regno, saranno aperte non solo agli ingegneri

delle miniere, ma anche ai laureati in scienze naturali che crebbero e maturarono nei musei geologici e nell'esercizio delle pratiche applicazioni sul terreno. Su quella infine del prof. Taramelli, l'entusiasta patriota, l'illustre scienziato che i limiti di età tolgono dalla cattedra, ma che noi auguriamo continui ancora per lunghi anni con l'usitata assiduità e con l'efficacia dell'esempio ad essere il nostro caro e venerato maestro.

A tutti questi benemeriti della Scienza e della Patria noi sentiamo di dover mandare il nostro grato e deferente saluto, ben sapendo ch'essi sono con noi e seguono in ispirito i nostri passi ed i nostri lavori con l'amore che li lega alla nostra scienza.

E non vi sia discaro infine d'inviare un saluto al Nestore dei geologi italiani, già più volte nostro Presidente, al quasi novantenne senatore Capellini, uno dei fondatori della nostra Società, che nella dimestichezza coi fossili e con le lunghe epoche della storia della terra ha saputo trarre il segreto di una vita quasi geologica, che noi gli auguriamo ancora prospera e longeva.

Cari colleghi,

Nella seduta dello scorso aprile l'egregio ing. Zaccagna vi diede notizia delle ultime perdite subite dalla nostra Società nelle persone dei compianti Cardinali, Del Prato, Cimino, Galli e della marchesa Paolucci. Io prego i soci che più erano intimi dei compianti colleghi di voler inviare il consueto cenno necrologico da inserire negli Atti della nostra Società, quale espressione di omaggio e del pietoso ricordo che ci lega alla memoria dei nostri compagni scomparsi. E giacchè il pensiero corre alla religione dei morti, è doveroso che proprio oggi nella ripresa dei nostri congressi sia rievocata la memoria di tutti i nostri colleghi eroicamente caduti nella pienezza o nella primavera della vita per quella devozione alla gran madre comune che è fatta di amore e di altruismo.

Aprì la dolorosa serie, sulle alte vette delle nevose Tofane, il generale Cantore, cui seguì presto il nostro diletto De Toni, anima vergine di fanciullo intelligente e studioso, che tutti noi abbiamo impresso negli occhi e nel cuore con indicibile affanno

dello spirito per la sua scomparsa e con un senso di dolce ricordo per le elette virtù del suo animo.

Permettete che dal cenno necrologico, da me preparato pel nostro Bollettino, io riporti qualche frase che certo riuscirà cara a tutti, ma più specialmente a chi, accanto al compianto De Toni, vide e conobbe altro dei nostri giovani colleghi, Egli pure caduto per l'unità della Patria.

« A Lecco, durante il XXX Congresso della nostra Società, s'incontrò per la prima volta col dott. Zuffardi. Erano i nuovi coscritti della Geologia, che un'eguale sete di ricerca e di studio, un'eguale anima mite ma entusiasta aveva strettamente unito nella giovialità dei canti e nei subitanei propositi, come vecchi commilitoni. Cari ed eroici figlioli, pare che il destino abbia voluto legarvi anche nel supremo sacrificio della vita, verso il quale avete camminato con animo certamente commosso al ricordo dei parenti lontani, ma senza una debolezza, pieni di fiera baldanza che scaturiva da un profondo fervore patriottico e da un rigido ed inflessibile senso del dovere ».

Ma non bastavano ancora i lutti che dovevano colpire la famiglia geologica. Quando gli austriaci premevano minacciosamente sul fianco del nostro fronte dal lato degli Altipiani, il dott. Giovanni Battista De Gasperi, appena promosso tenente per merito di guerra, domandò di essere mandato dove più urgeva far argine all'invasore e offrì la sua bella vita per la salvezza della Patria.

Al De Gasperi tennero dietro il dott. Giorgio Marini ed il maggiore Ippolito Nievo che si confondono nella folla degli oscuri eroi ai quali il sentimento della nostra gratitudine sale puro ed astratto alla virtù dell'eroismo come l'espressione di una fede religiosa intimamente sentita sale alla concezione ideale che la ispira.

In omaggio alla memoria di questi nostri fratelli caduti, voi sapete come la nostra Società abbia deciso di dedicare il primo volume del Bollettino che uscirà subito dopo la promulgazione della pace, volume che ci auguriamo riesca degno dell'idea e soprattutto degno dei santi nomi che ci proponiamo di onorare.

Signori,

È consuetudine consacrata fino dalla fondazione della nostra Società, che ad ogni Congresso Geologico si faccia seguire una serie più o meno lunga di gite, nelle quali, alla possibilità di visitare regioni nuove ed opportunamente scelte per il loro interesse scientifico, si unisce l'occasione, tanto mai utile, di avvicinare fra loro gli studiosi delle svariate provincie, che nel simpatico cameratismo dell'escursione trovano spesso nuovi vincoli d'amicizia e stimolo a persistere nelle serene ricerche della montagna.

Io reputo per ciò opportuno illustrarvi, sia pure a grandi linee, il programma del viaggio che vi propongo di compiere, sicuro che la rapida descrizione che andrò esponendovi potrà fornirvi un primo orientamento e vi permetterà poi di servirvi con maggior profitto della piccola guida all'uopo preparata. E siccome fa parte del nostro programma una visita al Museo Geologico Universitario, permettete ch'io faccia precedere alcune succinte nozioni attorno alla sua storia e attorno alle raccolte che vi sono radunate. Ciò è tanto più opportuno in quanto che nel Museo Geologico di Padova, come in tutti quelli a carattere spiccatamente locale, sono specialmente rappresentate le Tre Venezie, delle quali ci proponiamo di percorrere una delle parti più belle ed attraenti. In un Museo regionale l'occhio esperto riesce subito a farsi un'idea delle caratteristiche geologiche fondamentali di un determinato paese e dall'attento esame delle varie faune e delle collezioni litologiche che vi sono raccolte, formarsi poi un quadro completo della struttura geologica di quella regione.

Il Museo di Padova trae le sue origini da una prima raccolta del celebre Antonio Vallisnieri, professore di medicina, raccolta donata alla nostra Università nel 1733 dal figlio Antonio, per il quale la Repubblica Veneta acconsentiva alla istituzione della cattedra *per la descrizione e la dimostrazione dei semplici non vegetabili.*

Morto il Vallisnieri nel 1777, il piccolo Museo rimase senza direttore per quasi trent'anni, finchè nel 1806, cambiato il ti-

tolo della cattedra con quello di Storia Naturale Speciale, fu nominato professore Andrea Renier ed incaricato della direzione dell'annesso laboratorio. Il Renier, aiutato dal Marzari-Pencati, dal Moscati e dal Corniani, ebbe cura d'incrementare le raccolte, ma caduto ammalato durante il 1829 venne ben presto sostituito col professore Tommaso Catullo.

Fu il Catullo un ingegno fervido, ma più di letterato che di naturalista, autore di numerosissimi opuscoli e del bel noto volume sulla Zoologia Fossile pubblicato verso il 1827, nel quale il poco rigore usato nella citazione delle località, donde provengono i petrefatti descritti, e la mancanza quasi completa d'ogni razionale applicazione alla stratigrafia fanno perdere all'opera molto di quel valore che avrebbe assunto, se fosse stata condotta con maggiore scrupolo. Nè valsero a correggere il Catullo, più vago del nome di forbito scrittore, che di quello di rigoroso scienziato, le sottili esortazioni prima, e poi le aspre critiche da parte del barone Achille De Zigno, mente lucida di studioso geniale e preciso al quale, oltre a molteplici memorie, che gli procurarono meritata fama di grande paleontologo, dobbiamo il lavoro fondamentale sulla cronologia dei terreni stratificati delle Alpi venete.

Quando nel 1852 il Catullo fu messo a riposo, gli successe il prof. Raffaele Molin, uomo d'ingegno vivace, ma di scarsa preparazione naturalistica e proclive più all'intrigo politico che alla severa ricerca scientifica. Colla partenza dell'Austria dalle provincie venete, il Molin sentì di non potersi separare da quel governo al quale aveva reso maggiori servigi polizieschi che scientifici e seguì le truppe imperiali prendendo nuova dimora a Vienna, dove esercitò l'arte di medico omeopatico.

Partito il Molin, la direzione del Museo di Storia Naturale venne affidata, in via provvisoria, al prof. Keller, che la resse per tre anni, cioè fino al 1869, anno in cui il nostro governo mandò a Padova due professori, il Canestrini per la Zoologia e l'Omboni per la Geologia. Quale somma di lavoro e di mezzi abbia profuso il compianto prof. Omboni nei quarant'anni in cui tenne la direzione dell'Istituto Geologico della nostra Università, non è agevole poter dire in questa rapida esposizione. Basti ad ogni modo rammentare, che l'Omboni trovò il Museo nel più

lamentabile disordine, di guisa che dovette consacrare vari anni di assiduo lavoro per riuscire, se non a restituirlo nella sua primitiva integrità, almeno a riordinarlo su basi scientifiche. Dove la meschina dotazione non bastava, giungevano sempre (senza che alcuno ne avesse il più piccolo sentore) i suoi mezzi privati e fra i numerosi doni non posso tacere quello veramente cospicuo delle collezioni paleontologiche e della biblioteca privata del De Zigno, che il nostro venerato maestro acquistò per 20.000 lire dagli eredi del dotto barone, affinchè le importanti raccolte non esulassero dallo studio di Padova, dove avevano la loro sede più giusta e conveniente.

Chiamato da quasi quindici anni alla direzione dell'Istituto Geologico di Padova, sorretto dalla fiducia e dall'appoggio della Facoltà di Scienze sempre premurosa nel sopperire alle miserie dei mezzi disponibili con opportuni aiuti tratti dalla divisione di assegni o di fondi straordinari, io ho cercato, forse senza riuscirvi, di seguire la via che m'era stata così sapientemente tracciata dal maestro. Senonchè le disgraziate vicende, alle quali venne in questi ultimi anni sottoposto il Museo Geologico, furono di tale portata da far sorprendere come esso abbia potuto salvarsi attraverso tante cause di rovina e di distruzione.

Rimesse le collezioni a posto dopo periodiche inondazioni per acque colanti dai lucernai, e dopo radicali, ma saltuari lavori di rifacimento del tetto pericolante, che causarono non lievi danni ai mobili ed alle raccolte, venne il periodo delle incursioni aeree. Una bomba caduta a brevissima distanza sul palazzo Romanin Jacur infranse anche parecchie vetrate del Museo Geologico, dimostrando l'urgente necessità, per evitare possibili e ben maggiori guai, di trasferire gran parte del materiale nel pianterreno e nei sotterranei del palazzo universitario. Venne poi la sventura di Caporetto e, anche per riservato consiglio delle autorità superiori, gli esemplari più interessanti del Museo furono messi in salvo, diligentemente avvolti come novelle mummie e imballati in 140 pesanti casse che vennero depositate parte nella Scuola di magistero superiore di Pisa e parte nelle sale del palazzo Venezia di Roma. Il nostro povero Museo aveva dovuto emigrare, profugo in luoghi più sicuri.

Concluso l'armistizio le casse del materiale fossile, che nella iattura di una possibile invasione nemica avrebbero certamente viaggiato per altri musei, tornarono a Padova, ma in quale stato erano ridotti i preziosi scheletri degli Odontoceti estratti dopo vent'anni di assiduo lavoro dalle arenarie bellunesi! in quali condizioni i molti resti di mammiferi e le grandi lastre dei meravigliosi pesci di Bolca!

Solo chi tiene la custodia di un Museo, ed ha la coscienza di averlo incrementato e conservato con lo scrupolo e l'amore che deriva dall'esercizio di un magistero assurto quasi a forma di religione, può comprendere tutto lo sconforto ch'io ho provato davanti alla nuova rovina che a prima impressione pareva irreparabile, e poi l'intima soddisfazione, il vero sollievo dello spirito, quando la concorde e pazientissima collaborazione di tutto il personale dell'Istituto compì il miracolo della ricostruzione! Al pari dei vasi antichi ricomposti con gli innumerevoli pezzi usciti dagli scavi e dai sepolcri, gli avanzi fossili vennero rigorosamente ricostruiti nelle loro forme primitive ed ora sono là quali pietre parlanti, tolte dal « museo materno », che ci narrano la loro storia fatta di milioni di secoli.

Nelle ore pomeridiane, grazie alla gentile concessione del Direttore della Scuola degli ingegneri, noi potremo visitare alcuni degli ambienti del palazzo destinato a sede definitiva dell'Istituto Geologico. Quando sarà fatto il trasporto nei nuovi ambienti, Padova avrà provvisto nel modo più degno alla sistemazione del suo più importante Museo universitario, ch'io spero di poter aprire anche al pubblico, giacchè è giusto che esso possa fruire dei godimenti dell'intelletto che le scienze naturali sanno procurare e nei quali l'anima umana si educa ad una nuova fede e lo spirito si eleva ad una concezione della vita serena ed equilibrata.

Oggidì le collezioni geologiche (quasi completamente riordinate mercè il validissimo aiuto degli assistenti dott. Fabiani e dott. Vardabasso) sono conservate ancora nella sede del vecchio palazzo universitario e distribuite in tre grandi sale. La modestia degli ambienti non ci toglierà la possibilità di apprezzare l'importanza di molte cose e di constatare di quale prodigiosa ricchezza di fossili sia culla la regione Veneta, dove,

quale espressione spontanea delle condizioni dell'ambiente così favorevoli ed invitanti alle ricerche naturalistiche, la tradizione degli studi geologici s'è mantenuta sempre viva in una scuola veramente gloriosa che, ispirandosi alla diretta osservazione dei fenomeni naturali, si sviluppò libera da ogni legame dogmatico e da ogni vizio di discussione scolastica.

Lungi da noi qualsiasi forma d'orgoglio regionalista, la scienza è frutto e patrimonio dell'umanità intera e come tale ha carattere internazionale; tuttavia sarebbe veramente ingiusto e colposo, specialmente per chi si occupa dei nostri studi, dimenticare che quando correva, generalmente ammessa dai dotti, e sancita ormai dall'autorità della Sorbona e degli accademici dei Lincei, la teoria che attribuiva i fossili al diluvio universale, il nostro Fracastoro (ben prima del Palissy) dava la vera interpretazione sull'origine dei fossili. Nè si potrebbe scordare inoltre che, mentre erano universalmente diffuse le più strane ipotesi sulle forze misteriose che agiscono a modificare la superficie della terra, l'Arduino (assai prima del Werner) poneva le basi della moderna stratigrafia ed affermava che tante sono le etadi trascorse durante l'innalzamento delle Alpi, quanto diverse sono le specie dei fossili che dentro agli strati si annidano [1].

Sono pagine scritte con tale semplicità ed onestà di concetto che non si possono scorrere senza provare un sentimento di venerazione per chi le ha concepite, ed io sento di doverle additare specialmente a voi giovani studiosi, sicuro di chiamarvi alle più pure fonti del nostro sapere, ritornando alle quali (nella lunga e spesso estenuante lotta per la ricerca del vero) ritroverete sempre rinnovate le vostre energie e raddoppiato quel nobile incitamento che saprà condurvi alla sospirata vittoria.

[1] È vero che, pochi anni prima del Fracastoro, Leonardo da Vinci aveva giustamente intuito la natura dei fossili, ma la divinazione del grande artista rimase completamente ignorata, fino a quando furono dati alla stampa per la prima volta i fogli del *Codice Leonardiano di Leicester*. La geniale scoperta non potè esercitare quindi alcuna influenza sul pensiero naturalistico, mentre le idee del Fracastoro, professate già dalla cattedra dello Studio di Padova e pubblicate da Torello Saragna e dal Fracastoro stesso nel curioso trattato *Homocentrica*, vennero diffuse tra gli studiosi fino dall'inizio del Cinquecento.

Signori,

A completare la mia disadorna rassegna mi manca di esporvi succintamente l'itinerario del giro ch'io vi proposi in Roma il 18 aprile ultimo scorso e che voi avete avuto la bontà di accogliere integralmente.

Come apprenderete dalle indicazioni contenute nella guida, la partenza da Padova per Bassano è fissata per domattina col treno delle 6. Giunti a Bassano alle sette e mezzo troveremo un automobile che ci porterà a Romano e quindi al Monte Grappa, dove, e prima di qualsiasi altro luogo che ci proponiamo di visitare, ci sentiamo chiamati dal ricordo che ci lega al sacro calvario della Patria, che fu ara di tanti sacrifici e di tanti eroismi.

Chi guarda una carta delle prealpi trevigiane prova l'impressione che il gruppo montuoso del Grappa sorga dalla pianura diritto come una muraglia. La suggestione determinata dalla morfologia del terreno è così viva, che si spiega benissimo come i primi studiosi della regione abbiano ritenuto che la pianura fosse disgiunta dal massiccio montuoso, che la precede verso nord, da una profonda spaccatura lungo la quale il tratto pianeggiante si sarebbe (rispetto la parte ora in rilievo) gradualmente sprofondato dando luogo alla pianura veneta.

In realtà però i rapporti di struttura non sono in questi termini: la catena del Monte Grappa con le circostanti propaggini che si stendono verso il Monte Tomba, il Monte Tomatico ed il Monte Roncone, adattandosi ad una graduale deformazione plastica, costituisce una regolare volta anticlinale ad andamento molto dolce verso nord e debolmente rovesciata verso sud. Ne fa fede, oltre che la disposizione delle stratificazioni, la presenza della piccola collinetta miocenica che si trova ai piedi del massiccio calcareo presso Romano, la quale nel fenomeno di corrugamento di questa parte della coltre terrestre, modificata poi dalle azioni erosive, ha finito col costituire il nucleo della sinclinale rovesciata che s'incunea alla base del rilievo montuoso.

Nella salita al Monte Grappa avremo campo di esaminare fugacemente la successione dei terreni riferibili al Cretaceo ed al Giurese, talvolta fra loro alternati per ripiegamenti secondari e spesso trasformati in roccie dolomitiche.

La parte più elevata del massiccio del Grappa, che per la grande uniformità delle linee, per la scarsezza della vegetazione arborea e per lo sviluppo che vi hanno preso i fenomeni di corrosione carsica non fu mai molto ridente, ora ha assunto un aspetto ancor più triste e desolato, tutto a buche ed a solchi insanguinati da tanto strazio di vite.

Sulla vetta del monte un ufficiale, gentilmente incaricato dal Comandante il presidio di Bassano, fornirà ai congressisti tutte quelle spiegazioni che varranno a dar ragione come si svolse la grandiosa battaglia e l'epica difesa, dalla quale è uscita la salvezza del nostro paese.

Quella parte dei congressisti, che desiderasse maggiori nozioni di carattere geologico, potrà, sotto la guida del presidente, scendere poi lungo il versante settentrionale fino alla Croce di Valpore, dove affiora un interessante giacimento fossilifero del Giurese scoperto e studiato dal compianto prof. Arturo Rossi di Possagno.

Scesi dal Grappa per la via di Crespano-Pederobba, risaliremo il Piave attraverso le rovine di paesi una volta rinomati per la bellezza dei siti e la gioviale cordialità degli abitanti, ora pieni di tristezza e di sconforto.

Giunti a Quero, teatro impressionante della furibonda lotta, potremo esaminare l'apparato morenico che il ghiacciaio scendente lungo la Valle del Piave ha costruito sulla sua fronte, allo sbocco nella pianura.

È un piccolo apparato, che a differenza di quelli grandiosi del Tagliamento, del Garda, d'Ivrea, ecc., presenta il vantaggio di poter essere abbracciato in un unico colpo d'occhio, di guisa che ci si forma subito un'idea della sua struttura d'insieme e si ha per così dire l'immagine viva dell'antico processo di accumulo e di deiezione glaciale da cui esso ebbe la sua origine.

Pernottato a Feltre, la mattina seguente procederemo per Fonzaso, dove per la cortesia dell'ing. Achille Gaggia, Direttore della Società Adriatica di Elettricità, e grazie alla guida pre-

ziosa dell'ing. Amati, visiteremo l'impianto elettrico di Pedesalto sul Cismon. E giacchè avremo l'occasione di questa visita, sarà interessante prendere visione sul sito dei problemi geologici che si presentarono nello studio e nella costruzione di questo impianto dal quale Padova trae tanta forza motrice e tanta luce.

Queste meravigliose costruzioni si possono ben dire monumenti parlanti della collaborazione umana, dove il lampo di un'idea maturata nei silenzi di un laboratorio scientifico subisce via via pratiche applicazioni e si trasforma in un mirabile congegno idroelettrico attorno al quale lavorarono cento braccia, si affaticarono cento cervelli nel progettare, nel dirigere, nel costruire, finchè la meravigliosa macchina ruota fremente e per mille fili, come nei nervi di un gigantesco organismo, passa e si diffonde il misterioso fluido apportatore di vita e di benessere.

Più che dalle vantate ricchezze minerarie, vera fata morgana, tristemente agitata anche a scopo politico, il nostro paese attende una delle sue più sicure risorse dal moltiplicarsi di questi stabilimenti che sanno usufruire delle forze largiteci dalla natura ed ai quali le Scienze geologiche pella valutazione della potenzialità idrica dei bacini montani, pella scelta delle sezioni da utilizzare per opere di sbarramento, pel giudizio sulla permeabilità delle rocce interessate, pella previsione dei materiali che saranno attraversati dalle derivazioni e per cento altri problemi e constatazioni possono portare un valido e decisivo contributo.

Dato un addio all'azzurro e tortuoso lago generato dalla diga della Serra, risaliremo il Cismon seguendo il fianco di una stretta gola, vero solco erosivo, sulle pareti del quale avremo campo di osservare la successione degli strati come le pagine di un libro che siano state schiacciate e contorte.

Usciti dalla gola eccoci nella conca di Primiero, sul cui sfondo si eleva il gruppo delle Pale di S. Martino che non a torto un alpinista americano definì il più bell'insieme montuoso della regione dolomitica. Una breve sosta al Passo di Rolle, che è di poco inferiore ai 2000 metri, ci offrirà l'occasione di ammirare la bellezza del paesaggio e di esaminare la succes-

sione cronologica che, dagli scisti cristallini e dalle colate di porfidi che li ricoprono, abbraccia tutta la serie fino alle dolomie del Trias superiore.

Attraverso pascoli e boschi, che sono fra i più belli e rinomati del Trentino, arriveremo ben presto a Predazzo, dove dal Brocchi all'Humboldt, dal Marzari-Pencati al Beaumont, al Von Buch, al Murchison, al Richthofen, al Taramelli e ad infiniti altri, fu un incessante accorrere (come alla Terra santa dei naturalisti) dei più illustri geologi di tutti i paesi.

La grande rinomanza geologica di Predazzo e dei suoi dintorni deriva dalla particolare struttura dei suoi monti nei quali oltre alle testimonianze dell'esistenza di un antico centro vulcanico dal quale sono irradiate numerose colate porfiritiche, sono messe a giorno anche le intrusioni profonde di natura granitica. Non voglio tediarvi con l'esame dettagliato dell'interessante problema, tanto più che avremo occasione di trattarne abbastanza a lungo sul terreno, ma non posso tacere però che, contrariamente alle affermazioni dell'Humboldt e del Von Buch (prediletti allievi del Werner e strenui sostenitori dell'età antichissima del granito rispetto alle rocce che lo coprivano), cent'anni or sono il solitario Marzari-Pencati affermava e provava che i graniti dei dintorni di Predazzo sono invece più recenti dei calcari che li ricoprono, i quali, per metamorfismo di contatto, furono trasformati in marmo saccaroide.

Quando l'11 ottobre 1822 il povero Marzari timido ed imbarazzato si presentò al Von Buch, che era di passaggio a Verona, per esporgli i risultati delle sue ricerche, si sentì rispondere dall'aulico consigliere, che quand'anche le cose fossero come le descriveva il geologo italiano, il mondo ufficiale non avrebbe fatto a meno di dar ragione a lui. Esempio triste della tenace difesa del principio d'autorità e della presunta infallibilità dell'alta cultura teutonica, anche se l'attestazione viene da un uomo veramente grande quale fu infatti il Von Buch.

Ma i pochi e mal conosciuti scritti del Marzari, nei quali, come osserva il Meneghini, si ravvisa lo slancio luminoso del genio che contrasta con l'amaro sfogo delle recriminazioni, finirono col trionfare degli avversari.

Oggidì tutti, italiani e stranieri, riconoscono la piena verità delle osservazioni del naturalista veneto del quale, ricorrendo il centenario delle sue originali scoperte, ci è gradito ricordare quei meriti che gli furono così sdegnosamente contrastati in vita e dedicare alla sua venerata memoria la guida nel nostro Congresso.

Trascorsi due giorni nei dintorni di Predazzo a studiare la serie stratigrafica del Trias e ad indagare la storia di quell'antico vulcano, del quale oggidì non ci resta che un cumulo di rovine, risaliremo la Valle dell'Avisio fino al Passo di Pordoi. Nessuno che abbia la fortuna di attraversare questo valico in una giornata serena può sottrarsi ad un senso di profonda ammirazione che lascia muti e commossi. L'immensa conca verdeggiante di boschi e di prati dell'alto Avisio è coronata tutto all'ingiro da una vera selva di guglie e di torrioni dolomitici che si profilano nello sfondo azzurro del cielo con effetti veramente meravigliosi. Paesaggio superbo, le cui linee fondamentali trovano la spiegazione nella particolare struttura geologica dei luoghi, giacchè ove sono boschi e pascoli, predominano i materiali argillosi facilmente erodibili del Trias medio, che danno origine a pendii dolci particolarmente adatti alla vegetazione arborea; dove sono torri e nude pareti predominano invece le rocce dolomitiche costituenti in origine un'unica e potente piastra che i fattori erosivi hanno poi inciso e smembrato in mille e svariate cime.

Scendendo dal valico del Pordoi, il più elevato delle Alpi dolomitiche, dopo aver dato un'occhiata al colosso della Marmolada che si profila quasi di fronte con l'azzurrina massa del suo ghiacciaio, passeremo ai piedi del tristemente celebre Col di Lana, dove rifulse tanto valore dei nostri soldati e specialmente della vecchia e gloriosa brigata Alpi.

Dalle falde del Col di Lana vedremo lontano, quasi sperduto in fondo alla valle, lo specchio del lago di Alleghe, mèta del primo Congresso alpinistico italiano che per la presenza di Quintino Sella, di Antonio Stoppani, del Gastaldi, del Giordano e di altri studiosi ebbe anche carattere geologico.

Riprendendo la salita sulla falda montuosa su cui sorge il Castello di Andraz, dai dintorni del quale il Mojsisovics trasse

il tipo della formazione di Buchenstein o Ladinico inferiore, ci arrampicheremo fino al valico di Falzarego passando ai piedi del Sasso di Stria, dei Lagazuoi, del Castelletto e delle imponenti Tofane. Quanti nomi cari al cuore italiano e il cui ricordo suscita un'onda di sentimenti e di memorie!

Oltrepassate le falde delle Tofane ci troviamo nella conca di Cortina, uno dei più bei centri turistici del mondo, davanti alla quale i nostri soldati, sostando ad ammirare, scrissero sulla roccia che fiancheggia la strada: « Salve, o Cortina, delle Dolomiti tu sei la regina », candida e spontanea espressione dell'anima semplice del soldato colpita dall'incanto di così mirabile spettacolo naturale.

L'ultimo giorno, il sesto del nostro giro, dopo una rapida corsa a Misurina, sulle rive del rinomato lago, non risaliremo più i fiumi, ma inizieremo il ritorno scendendo lungo il Boite fra l'Antelao ed il Pelmo fino a Pieve di Cadore, e dal Roccolo di S. Alipio, non ancora sazi dello spettacolo goduto, manderemo un ultimo saluto alle Marmarole care al Vecellio.

A breve distanza da Pieve di Cadore e precisamente a Perarolo c'incanaleremo nella lunga ed angusta Valle del Piave fino a Longarone, centro d'interessantissime gite geologiche. Con un'evidenza favorita dal diverso colore delle singole formazioni noi vedremo come nei monti sovrastanti al villaggio di Castellavazzo un'enorme massa di rocce calcareo-dolomitiche del Trias e del Giurese abbia scavalcato un nucleo sinclinale di scaglia rossa schiacciandola e laminandola per oltre due chilometri di lunghezza come si trattasse di un materiale pastoso.

Dell'intera regione, che avremo la possibilità di percorrere, questo punto presenta certamente uno dei più interessanti fenomeni di ripiegamento della zona attraversata dalla ben nota linea di dislocazione Valsugana-Agordo-Starasella, la quale si può dire la spina dorsale di tutta l'architettura geologica del Veneto.

Di qui riprendendo il nostro viaggio arriveremo a Belluno, sempre lungo le rive del Piave, di quel fatidico Piave dai verdi baratri che raccolse le nostre lagrime e vide la nostra gloria.

E quando, cari colleghi, sarete tornati alle vostre case reduci dal vostro pellegrinaggio, io confido che il desiderio, se-

guito dal proposito, di rivedere le vallate del Trentino e del Cadore torni imperioso alla vostra mente non solo pel ricordo di tante bellezze ammirate e di tante emozioni sentite, ma specialmente per il desiderio vivissimo di portare lassù la vostra opera di illuminati ricercatori, l'espressione viva della fratellanza nazionale, giacchè, teniamolo bene impresso nella nostra mente e nel cuore, se l'indipendenza di un popolo si compie con la fortuna delle armi, essa non si mantiene e non diventa duratura se non è integrata dalla redenzione completa nel campo delle coscienze ed in quello degli studi e d'ogni civile attività.

Il discorso del presidente, sottolineato spesso da approvazioni, viene alla fine salutato da calorosi applausi.

* * *

Terminata la seduta inaugurale, i Congressisti si recano nell'Istituto di Geologia, dove sotto la guida del presidente visitano l'annesso Museo, del quale hanno modo di apprezzare le ricche ed interessanti collezioni, con particolare riguardo a quelle speciali della regione veneta. Tra queste ammirano la vistosa collezione dei Pesci dell'Eocene di Bolca, quella interessantissima degli Odontoceti del Miocene Bellunese, la raccolta di Rettili e Mammiferi delle ligniti oligoceniche, e in fine quella in cui sono ordinati i fossili più caratteristici dei vari piani riscontrati nel Veneto, in una serie quasi completa, che va dal Siluriano al Quaternario.

Ai Congressisti viene distribuita la *Guida* delle escursioni da svolgersi durante il Congresso, e alcune copie di pubblicazioni della Sezione di Padova del Club Alpino Italiano, messe gentilmente a disposizione dalla presidenza della Sezione medesima.

Seduta del 29 agosto *(pomeriggio)*.

Presidenza del prof. G. Dal Piaz.

La seduta è aperta alle ore 15 nell'Aula Magna dell'Università. Sono presenti i soci: Artini, Cerulli-Irelli, Ciampi, Cipolla, D'Achiardi, De Alessandri, De Pretto, Fabiani, Fossa-Mancini, Fucini, Gemmellaro, Gortani, Gozzi, Maddalena, Malvano, Mattirolo, Novarese, Sangiorgi, Scalia, Segrè, Stegagno, Stefanini, Taricco, Tommasi, Toso.

Il Presidente, non essendovi osservazioni, dà per letto il verbale dell'adunanza del 18 aprile, già pubblicato nel fasc. 1-2 del vol. XXXIX del Bollettino, e nessuno chiedendo la parola il verbale è approvato.

Quindi dà comunicazione dell'invito fatto dalla Società Belga di Geologia alla Società Geologica Italiana di collaborare nella compilazione di una Rivista di bibliografia geologica internazionale, di cui molti soci devono aver già avuto notizia.

Il socio Stefanini dice che a questo riguardo bisogna tener presente, che la Redazione della Rivista, sollecitata da diversi geologi italiani, ha acconsentito all'adozione della lingua italiana accanto a quelle francese ed inglese, e che sarà opportuno insistere perchè si continui anche in seguito.

Il Presidente esprime il parere che per stabilire il modo migliore di collaborazione sia nominata una commissione che studi l'argomento e poi riferisca; a far parte della quale propone i soci Gortani, Novarese, Sacco, Vinassa.

L'assemblea approva.

Il Presidente informa anche di due lettere del Conjoint Board of Scientific Societies, comunicate dal Direttore del R. Ufficio Geologico, ing. Aichino, per sentire l'opinione della Società Geologica Italiana sull'idea di fondare una *Unione Geo-*

logica Internazionale, quale sezione della *Lega Internazionale di ricerche scientifiche*, e sulla proposta di trattare la cosa in un prossimo Congresso Geologico Internazionale, che dovrebbe eventualmente tenersi a Bruxelles.

Il PRESIDENTE rileva che anche in questo caso, come nel precedente, la questione va esaminata col necessario dettaglio, e propone che ne venga deferito l'esame alla stessa commissione precedentemente nominata, coll'incarico di studiare l'argomento, e presentare, per una prossima seduta, delle proposte concrete, sulle quali sarà possibile aprire una discussione.

GORTANI propone che della commissione faccia parte anche il Presidente.

L'assemblea approva.

Il PRESIDENTE partecipa di aver delegato il socio NOVARESE a rappresentare la Società al convegno che la Reale Società Geografica terrà nel prossimo settembre nella Venezia Giulia.

Nomina del Tesoriere. — Il PRESIDENTE partecipa che il Consiglio Direttivo ha confermato nella carica di Tesoriere per il triennio 1921-1923 il socio CERULLI-IRELLI.

Ammissione di nuovi soci. — Il SEGRETARIO legge la proposta dei nuovi soci, già approvata dal Consiglio:

BUREAU GÉOLOGIQUE DE LA MINISTÈRE DE L'ECONOMIE NATIONALE di Atene, proposto dai soci Cerulli-Irelli e Checchia-Rispoli;

CASTIGLIONI BRUNO, laureando in scienze naturali a Padova, proposto dai soci Dal Piaz e Fabiani;

DESIO dott. ARDITO, di Palmanova, proposto dai soci Gortani e Stefanini;

DOMINICI GIOVANNI, di Catania, proposto dai soci Scalia e Platania;

FERUGLIO dott. EGIDIO, di Udine, proposto dai soci Gortani e Stefanini;

MASINI ing. ROMEO, di Siena, proposto dai soci Stella ed Elter;

MAUGERI sac. GIUSEPPE, di Catania, proposto dai soci Fucini e Scalia;

SABBATANI prof. LUIGI, ordinario di Materia medica nella R. Università di Padova; e

VARDABASSO dott. SILVIO, assistente di Geologia nella R. Università di Padova, proposti dai soci Dal Piaz e Fabiani.

L'assemblea approva ad unanimità.

I nuovi soci DESIO, FERUGLIO, SABBATANI e VARDABASSO prendono parte all'adunanza.

Bilancio consuntivo del 1919. — Il Tesoriere CERULLI-IRELLI presenta i bilanci consuntivi della Società e del legato Molon per il 1919, di cui espone in sunto i risultati, e legge la relazione della Commissione che li ha esaminati:

Verificati i documenti presentati relativi al consuntivo per l'anno 1919 della Società Geologica Italiana e del legato Molon proponiamo all'assemblea l'approvazione del detto consuntivo 1919.

Roma, 21 agosto 1920.

ENRICO CLERICI
BERNARDINO LOTTI
ANTONIO VERRI

Bilancio consuntivo per il 1919.

Società Geologica Italiana.

Attivo

Cap.lo		
I.	Tasse sociali	
	Quote annue N. 226 a L. 15 [N. 1 del 1914; N. 7 del 1915; N. 12 del 1916; N. 26 del 1917; N. 56 del 1918; N. 119 del 1919; N. 5 del 1920] . .	L. 3.390 —
	N. 6 del 1920 a L. 25	» 150 —
	Quote Società Industriali N. 4	» 400 —
	Tasse ammissione N. 7	» 35 —
II.	Interessi legato Molon	» 297,50
III.	Interessi titoli Rendita della Società	» 858,50
	Interessi somme a deposito	» 185,15
IV.	Vendita Bollettini	» 356 —
V.	Sussidio Ministero Agricoltura	» 500 —
VI.	Vendita distintivi	» —
VII.	Prelevamento residui attivi	» —
	Partite di giro	» 1.371,58
	TOTALE ATTIVO . .	L. 7.543,73

Passivo

Cap.lo		
I.	Stampa Bollettino	L. 4.428,40
II.	Contributo illustrazioni	» 320,55
III.	Spese postali	» 235,95
IV.	Spese cancelleria e bollo	» 398,30
V.	Tassa manomorta	» 52,45
VI.	Rimborso viaggi Segretario e Tesoriere	» —
VII.	Compenso personale servizio	» 284,60
VIII.	Spesa straordinaria per la Biblioteca	» —
IX.	Comitato tecnico-scientifico	» —
X.	Spedizioni arretrate all'Estero	» 85,15
XI.	Eventuali	» 350,75
	Partite di giro	» 1.371,58
		L. 7.527,73
	Residuo attivo	» 16 —
	TOTALE PASSIVO	L. 7.543,73

Amministrazione del legato Molon.

Attivo

Interessi Rendita nominativa 3,50 %	L. 595 —
Cassa al 1° gennaio 1919	» 775,86
TOTALE	L. 1.370,86

Passivo

Tassa manomorta	L. 29,63
Cassa al 31 dicembre 1919	» 1.341,23
TOTALE	L. 1.370,86

Messi in votazione, ambedue i bilanci consuntivi vengono, senza discussione, approvati ad unanimità.

Comunicazioni scientifiche. — Il PRESIDENTE, messa in discussione ed approvata dall'assemblea la pregiudiziale che possono presentare i loro lavori in questa seduta anche i soci testè

eletti, informa che sono state presentate per la inserzione nel Bollettino le seguenti note:

BONOMINI C., *I dintorni di Teglie.*

WASHINGTON H., *Le rioliti di Lipari.*

FOSSA-MANCINI E., *Sul rivestimento cloritico di certi calcari e sulla probabile esistenza di un metamorfismo d'attrito.*

CACCIAMALI G. B., *Tectonica dei dintorni di Brescia.*

BELLINI R., *Osservazioni sui minerali radiferi della Besimaudite di Larisia.*

CHECCHIA-RISPOLI G., *Su di una nuova forma di pettinide del Miocene medio* (con una tavola); *« Trachyspatagus Lamberti » nuovo echinide del Miocene sardo* (con una tavola); *Nuove osservazioni geologiche sul Monte Gargano.*

DE ANGELIS D'OSSAT G., *Le terre colorate presso Veroli.*

Quindi, seguendo l'ordine di iscrizione, invita il socio SCALIA a riferire sulla sua memoria: *Geotettonica del Capo di S. Andrea e dei Monti di Taormina.*

Segue la comunicazione del socio Gortani: *Intorno ai supposti carreggiamenti nelle Alpi Venete.*

Il socio GORTANI, dopo questa comunicazione, dà notizia preliminare sul *Rinvenimento di una fauna retica a « Dimyodon intusstriatum » alla testata della Val di Preone (Prealpi Carniche).*

Informa pure l'assemblea, che la Direzione dell'Ufficio Geologico di Vienna, riconoscendo esatte tanto l'assegnazione al Neocarbonifero della grande massa scistosa paleozoica delle Alpi Carniche secondo gli studi suoi e del VINASSA, quanto l'estensione da essi data alla trasgressione neocarbonifera nelle Alpi Orientali, ha inviato nello scorso luglio due rilevatori a prendere sul posto visione dei rilevamenti italiani, onde applicare ed estendere i risultati alle zone alpine contermini.

Il socio SABBATANI presenta ed illustra brevemente una sua nota intitolata: *Ricerche su fenomeni di fossilizzazione.*

Il socio FERUGLIO fa un breve riassunto di due comunicazioni: *Terrazze della Val di Sieve e dei dintorni di Firenze;* e *Le tracce glaciali nel bacino di Erto e presso Cimolais.*

Il socio DESIO dice poche parole sulla sua nota: *Studi sul glaciale delle Valli del Fella e dell'Isonzo.*

Vengono pure presentate per l'inserzione nel Bollettino le seguenti note:

DE PRETTO, *Le due faglie di Schio* (con 5 tavole).

MADDALENA, *Su alcuni calcari quarziferi nella riviera di Levante.*

Il PRESIDENTE ringrazia i soci delle loro interessanti comunicazioni, che sono prova dell'attività del nostro sodalizio, e partecipa che esse saranno tutte inserite nel prossimo fascicolo del Bollettino, se le condizioni del bilancio lo permetteranno.

Votazioni per le cariche sociali. — Il PRESIDENTE prega i soci Artini e Stefanini a funzionare da scrutatori e a procedere allo spoglio delle schede di votazione.

Compiuto lo scrutinio, il PRESIDENTE ne proclama il risultato:

Votanti 141.

Schede annullate 2.

Vice-presidente pel 1921 eletto:

NOVARESE ing. prof. VITTORIO con voti 105

Consiglieri per il 1921-923 eletti:

FUCINI prof. ALBERTO	con voti	126
DAINELLI prof. GIOTTO	»	121
MATTIROLO ing. ETTORE	»	111
PELLOUX colonn. ALBERTO	»	106

Consigliere per il 1921 eletto:

PORTIS prof. ALESSANDRO con voti 89.

Ottennero poi maggiori voti: SACCO prof. FEDERICO per vice-presidente (29 voti), e per consiglieri CERMENATI MARIO (40 voti), FRANCHI SECONDO (37 voti), MELI ROMOLO (22 voti).

Il PRESIDENTE esprime vive congratulazioni al socio NOVARESE per l'esito lusinghiero della votazione: il socio NOVARESE ringrazia, e propone un voto di plauso al Presidente per l'organizzazione del Congresso, voto al quale si associano tutti i convenuti.

Il socio ARTINI, chiesta la parola, lamenta che le cattedre di Geologia prive del loro titolare rappresentino press'a poco la metà di tutte quelle che esistono in Italia. Richiama l'attenzione dei soci su questa condizione veramente anormale, che si ripercuote in maniera quanto mai dannosa sul progresso e lo sviluppo degli studi geologici in Italia e sulla carriera di tanti giovani studiosi che attendono da troppo lungo tempo la possibilità di misurarsi in un concorso e che nella vana aspettativa pensano di indirizzarsi ad altre vie. È una crisi veramente dolorosa, la cui soluzione si presenta oltremodo urgente.

L'assemblea intera si associa plaudente alle parole del prof. ARTINI, e dopo breve discussione si delibera di mandare a S. E. il Ministro della Pubblica Istruzione il seguente telegramma formulato dal socio ARTINI:

S. E. il Ministro della Pubblica Istruzione. — Roma.

Società Geologica Italiana riunita Congresso Padova, mentre è grata V. E. suo cortese saluto, considerando che Università, Istituti superiori ben otto cattedre Geologia sono tuttora scoperte, preoccupata grave danno che da tale condizione deriva insegnamento, progresso studi, formula più fervidi voti V. E. voglia provvedere mediante concorsi far sì che scienze geologiche così fondamentale importanza momento attuale abbiano nostri atenei degna rappresentanza ufficiale.

Presidente Società Geologica Italiana Prof. DAL PIAZ [1].

Essendo esaurito l'ordine del giorno, il PRESIDENTE, prima di chiudere la seduta, prega il socio MADDALENA, che di buon grado

[1] In risposta a questo telegramma S. E. il Ministro della P. I. ha diretto al Presidente la seguente lettera in data 7 settembre 1920:

« In merito al voto di codesta benemerita Società Geologica per l'apertura dei concorsi di Geologia mi pregio comunicare che agli effetti dei prossimi concorsi a cattedre universitarie da bandirsi ai sensi del

accetta, di voler assumersi il compito di redigere la relazione delle escursioni.

La seduta è tolta alle ore 18.

Il vice-segretario
R. Fabiani.

R. D. L. 30 maggio 1920, n. 926 occorre che il Consiglio Superiore della P. I. deliberi ai sensi dell'art. 33 del Regolamento generale universitario quali delle proposte pervenute dalle singole Facoltà possano essere accolte in relazione ai posti di ruolo disponibili, che per espressa deliberazione del decreto citato possono essere solo la metà di quelli vacanti.

» A titolo di informazione si comunica che le Facoltà che hanno fatto proposta di apertura di concorso per la Geologia sono quelle di Scienze delle Università di Cagliari e Genova.

» Il voto di cotesta Società Geologica sarà trasmesso al Consiglio superiore perchè l'abbia presente nelle deliberazioni al riguardo.

Il Ministro
Croce ».

RELAZIONE DELLE ESCURSIONI

Lieti di essersi riuniti dopo ben sette anni durante i quali forza maggiore aveva fatto sospendere la simpatica ed utile tradizione del ritrovo annuale, i numerosi geologi che convennero al Congresso di Padova si ritrovano la mattina di lunedì 30 agosto sul primo treno per Bassano.

Prendono parte alle escursioni i soci Castiglioni, Cerulli-Irelli, Ciampi, Cipolla, D'Achiardi, Dal Piaz, De Alessandri, De Pretto, Desio, Fabiani, Fossa-Mancini, Feruglio, Fucini, Gemmellaro, Gortani, Gozzi, Maddalena, Malvano, Mattirolo, Novarese, avv. Parodi per la Società Petroli e Bitumi, Sabbatani, Sacco, Sangiorgi, Scalia, Segrè, Stefanini, Stegagno, Taricco, Tommasi, Vardabasso. Si uniscono alla comitiva l'avv. Graziani e il prof. Valsecchi di Padova.

Il programma delle escursioni oltre ad un grande interesse scientifico presenta un carattere eminentemente patriottico: quasi un pellegrinaggio ai luoghi ove fu più aspramente combattuta la guerra. Durante il viaggio si esamina il prezioso libretto che il presidente prof. Dal Piaz ha preparato, colla collaborazione dei suoi assistenti prof. Fabiani e dott. Vardabasso, e distribuito a tutti i congressisti, come guida illustrativa delle visite che si compiranno in uno dei centri più interessanti per il geologo, dove convennero a studiare gli scienziati di tutto il mondo tra i quali ben figurano gli italiani.

Il prof. Dal Piaz volle con simpatico pensiero dedicare la piccola guida alla memoria di un insigne quanto modesto geologo vicentino, Giuseppe Marzari-Pencati, che un secolo fa metteva in evidenza l'importanza delle azioni di metamorfismo di contatto in rapporto all'età dei fenomeni eruttivi della regione di Predazzo.

Alla stazione di Bassano si trova la grande automobile a 30 posti che ci porterà in tutto il viaggio. Avvicinandosi alle

falde del Grappa si passa ai piedi delle collinette mioceniche di Romano d'Ezzelino per iniziare poi bruscamente la salita della storica montagna. Questo improvviso passaggio dal Miocene al Cretaceo inferiore (biancone) dipenderebbe, secondo alcuni geologi, da uno spostamento per faglia; ma esaminando accuratamente il profilo del monte, in special modo nel tratto più orientale sopra Crespano, si vede chiaramente come le arenarie mioceniche occupino il nucleo di una stretta sinclinale rovesciata e in certa guisa spinta sotto la massa cretacea della catena e accompagnata da numerosi ripiegamenti secondari, i quali sono sopratutto visibili nella interposta Scaglia sui fianchi della valletta, che scende presso la Madonna del Covolo di Crespano.

Si comincia la salita del Grappa attraversando la serie del Cretaceo inferiore, costituita da calcari compatti fessurati, spesso dolomitizzati, e da sottili strati del biancone; si giunge quindi al Titoniano facilmente riconoscibile per la struttura nodulare e la colorazione in prevalenza rossastra, il quale, dopo un certo spessore di altri strati calcarei e calcareo-dolomitici, riappare in conseguenza di un ripiegamento a ginocchio, che si può osservare anche sui versanti della Valle di S. Felicita lungo la strada che percorriamo.

Circa alla quota 1000 al ponte di S. Lorenzo vediamo una colonna romana sormontata da un capitello: il prof. Dal Piaz ci spiega, che tale colonna venne collocata da pochi giorni, a cura del Comune di Roma, per ricordare il punto più avanzato raggiunto dagli austriaci negli innumerevoli attacchi del Monte Grappa. Il cuore trema al pensiero di tanto pericolo! Ancora pochi passi e il nemico avrebbe potuto far crollare aggirandole le principali posizioni della montagna, riuscendo forse a scardinare questo caposaldo della nostra difesa.

Per il rimanente della salita fino alla cima del Grappa (m. 1776) l'impronta del paesaggio è quella caratteristica del Carso con le solite doline, voragini e grandi cumuli di detriti di falda. La regione già per sè poco ridente è resa doppiamente triste dalle devastazioni della battaglia e dalle tracce in ruina della intensa vita che fu vissuta lassù e della morte che vi ha falciata tanta messe: trincee, avanzi di reticolati, baraccamenti

sfondati, depositi di legname, di ferro spinato, di caschi, di scatole di latta, di paletti, e dovunque il terreno seminato di buche di proiettili; in mezzo a questo caos piccoli e grandi cimiteri, colle innumerevoli croci allineate, accuratamente conservati.

Dalla vetta si contempla questa desolata regione con un senso di sgomento e di mestizia: il quadro delle disperate lotte, che dovevano decidere la sorte di due popoli, si presenta in tutta la sua spaventosa tragicità, e il ricordo di tanti fratelli caduti per la salvezza della Patria ci riempie l'animo di intensa commozione.

La sezione di Bassano del Club Alpino, rappresentata dal prof. Fraccaro dell'Università di Pavia, ha voluto offrire un cortese ricevimento nella sua capanna.

Dalla cima del Grappa, che corrisponde nell'insieme ad una larga e piatta anticlinale, irradiano all'ingiro dei costoni che collegano delle cime meno elevate: il Pertica, il Prasolan, l'Asolone, Col Berretta, Col Caprile, Col Moschin, le Valpore, Col dell'Orso, Solarolo..., tutti nomi ben noti ad ogni italiano, che ricordano ore di ansia e di fede. Tutte queste cime sono costituite da calcari cretacei, nei quali si raccolgono non di rado ammoniti ed altri fossili del Neocomiano: furono infatti trovati degli aptici e qualche discreto esemplare di *Phylloceras*.

Il prof. Dal Piaz fa notare come le testate delle valli scendenti dal Grappa presentino più o meno manifesti i caratteri della morfologia glaciale d'alta montagna, modificata dai fenomeni carsici; questo specialmente per la Val Cesilla che s'inizia con alcune caratteristiche intaccature a circo con piccole morene frontali.

Dopo la colazione si visita la Galleria Vittorio Emanuele lunga 4 km., tutta scavata nel calcare neocomiano; essa serviva per riparo e spostamento di truppe e comunica con numerose piazzole sotterranee per cannoni e mitragliatrici.

Scesi dal Grappa ci avviamo verso il Piave attraversando numerosi paesetti tutti più o meno danneggiati dalla battaglia, finchè giungiamo al fatidico Fiume ove la rovina è completa.

Da Pederobba a Fener si osserva la evidente anticlinale del M. Tomba con nucleo del cretaceo inferiore rivestito ai fianchi

da lembi di scaglia. Segue la sinclinale di Alano-Segusino, riempita poi da materiali fluvio-glaciali nettamente terrazzati e dal materiale morenico dell'anfiteatro di Quero. Breve sosta a Quero ridotta a un cumulo di macerie; si sale un poco verso M. Cornella, da dove può ammirarsi nel suo insieme il piccolo, ma ben conservato anfiteatro morenico wurmiano di Quero, qua e là lacerato dalla esplosione di grossi proiettili e inciso da trincee e piazzole dell'artiglieria austriaca.

Dalla posizione occupata attualmente dal letto del Piave si può avere un'idea dell'escavazione esercitata dal fiume nel periodo post-wurmiano.

Procedendo nel viaggio si attraversa la stretta di Castelnuovo che si presenta con la caratteristica sezione trasversa ad U, fiancheggiata da antichi terrazzi orografici. Da Quero a Feltre la valle segue la base di una successiva anticlinale, che ha il suo vertice nel M. Tomatico e che fa passaggio verso nord alla sinclinale feltrina, il cui nucleo è costituito da arenarie mioceniche.

Feltre sorge su uno sperone, corroso e arrotondato dall'azione glaciale, formato di scaglia senoniana, i cui strati pendono verso tramontana, giacchè appartengono alla gamba sud dell'accennata anticlinale.

Da Feltre a Predazzo. — Per gentile concessione del direttore della Società Adriatica di Elettricità, ing. Achille Gaggia, al quale si esprimono qui vivi ringraziamenti, si visita l'impianto elettrico del Cismon, la cui centrale dovette per due volte subire i danni della guerra, quando fu abbandonata da noi e quando lo fu, e per sempre, dagli austriaci. Una targa ricorda la ricostruzione austriaca compiuta il 15 giugno 1918; ora l'impianto è rimesso in piena efficienza. Sotto la guida intelligente e cortese dell'egregio ing. Amati, direttore della Sezione di Padova della Società, visitiamo il macchinario e l'imbocco del canale. Con 54 metri di salto si producono 9000 kw.

Risaliamo a piedi la valle fino al Ponte della Serra dove si ammira la grande diga di sbarramento alta m. 36 sul greto e 46 dal fondo roccioso della valle. Scopo della diga fu quello di innalzare il livello delle acque, più che utilizzare l'acqua

immagazzinata; infatti in una cubatura di 1,5 milioni di m.^{3} solo 200.000 ne vengono effettivamente utilizzati.

Il prof. Dal Piaz ci illustra l'interessante problema di geologia applicata che si presentò a lui, incaricato dello studio, per scegliere il punto più adatto allo sbarramento. In seguito ai rilievi topografici si era scelto per la diga un punto, qualche centinaio di metri a monte, ove la sezione era più ristretta, ma dall'esame geologico risultò, che la costruzione si sarebbe impostata nel calcare cretaceo alquanto fessurato che non dava sufficiente affidamento di impermeabilità; il prof. Dal Piaz suggerì il punto attuale ove la diga fu costruita nel Titonico alquanto marnoso e in istrati ben serrati. Il consiglio del geologo fu seguito dalla Società col migliore risultato, poichè le filtrazioni che si verificarono furono inferiori al previsto.

Il socio Segrè, che è pur membro della Commissione Ministeriale per lo studio di norme circa progetti ed esecuzioni di alte dighe, nota ai colleghi quanto opportuna sia la località scelta per lo sbarramento non solo topograficamente, ma altresì geognosticamente, data la costituzione di quelle serrate stratificazioni di calcari compatti uniformi ed alquanto argillosi. Questo impilamento di strati è messo a nudo grazie all'erosione del Cismon e soprattutto dalla fronte di una cava locale.

Fa rilevare l'importanza di questa visita anche nei riguardi dello interrimento, contro il quale si può lottare efficacemente col rimboschimento e con un'opportuna distribuzione di briglie e di serre, oltre che con avanbacini, scaricatori di fondo, ecc. La diga del Cismon non venne d'altra parte costruita per avere un serbatoio di stagione, ma per creare un forte rialzamento d'alveo, e così aumentare notevolmente il salto utilizzato alla Centrale idroelettrica: la funzione di questo serbatoio è limitata pertanto a quella di sopperire ai bisogni giornalieri di esercizio [1].

Dobbiamo pertanto, avverte il nostro consocio, prendere occasione da questa visita per insistere sulla necessità che simili

[1] A questo riguardo, e pel caso speciale del Cismon, riesce istruttiva l'interessante memoria pubblicata dall'ing. A. Forti nel vol. II, fasc. I, 1920, degli Ann. d. Cons. Sup. d. Acque pubbliche: *I laghi-serbatoi artificiali e l'insidia solida.*

impianti siano preceduti da investigazioni dei terreni assai accurate in superficie ed in profondità, per modo che il costruttore possa conoscere esattamente la natura del bacino imbrifero, che dovrà alimentare il lago artificiale, ed inoltre che si possa fare un criterio concreto in ordine:

a) alla tenuta della conca creata colla diga;

b) alle condizioni geognostiche in cui si troveranno le fondazioni e gli incastri della traversa, informando alle condizioni medesime i provvedimenti costruttivi da prendersi;

c) al grado di erosione promossa dagli agenti atmosferici, cui sono suscettibili le rocce costituenti il bacino imbrifero, e quindi alla quantità di materiali che possono essere trascinati nello invasamento e convogliati in sospensione nelle acque.

Nelle *Norme regolamentari* testè emanate, e studiate da apposita Commissione governativa, *per i progetti e per la costruzione di dighe di sbarramento per serbatoi e laghi artificiali* è detto al n. 3 delle relative *disposizioni generali:*

« La relazione geognostica, ben documentata e redatta da » persona competente, deve esporre le investigazioni eseguite, i » risultati degli assaggi compiuti nell'ordine di ricerche di cui » trattasi ed i mezzi scientifici o tecnici impiegati per compierle, » onde le conclusioni diano affidamento sicuro sul buon risultato » dell'opera » [1].

Procedendo lungo la Valle del Cismon, che è un tipico solco di erosione normale alla direzione delle pieghe, si osserva la successione cronologica dei terreni dall'Eocene inferiore alla Dolomia principale. Ammiriamo con interesse uno stretto lembo di marne eoceniche e di scaglia, costituenti il nucleo di una sinclinale complicata da numerosi ripiegamenti secondarî. Le stratificazioni si raddrizzano poi a formare un gigantesco arco di anticlinale e la valle continua a mantenere il carattere di stretta gola di erosione, ma, oltrepassato il ponte di S. Silvestro, cambia direzione assumendo andamento longitudinale e allargandosi notevolmente. Spiccato è il contrasto tra il fianco sinistro ancora

[1] Le norme per tali ricerche sono dettagliatamente esposte nella Monografia del nostro consocio dal titolo: *Cenni sugli studi geognostici applicati all'impianto di laghi artificiali*, in Ann. d. Consiglio Sup. d. Acque, 1920.

di natura calcareo-dolomitica, con pareti verticali interrotte da gradinate, e il fianco destro formato da schisti argillosi filladici, facilmente erodibili, a superficie arrotondate, a pendici relativamente dolci.

Presso Imer passa la ben nota linea di frattura di Val Sugana, per la quale le dolomie triasiche sono portate a contatto con gli schisti cristallini; è però opinione del prof. Dal Piaz che si tratti piuttosto di una piega-faglia con scorrimento e notevole assottigliamento, di cui fanno fede gli interposti lembi di Muschelkalk e di Raibliano estremamente ridotti in questo fenomeno di stiramento.

Fiera di Primiero e le Pale di S. Martino.

Non godiamo la vista della magnifica conca di Primiero perchè le nebbie coprono le Pale di S. Martino e le famose vette dolomitiche soprastanti di Sass Maor e Cima della Madonna, care ai provetti arrampicatori.

A Primiero si unisce ai congressisti il prof. Stella, Direttore della Scuola Mineraria di Torino, qui venuto a studiare le interessanti mineralizzazioni di questa regione, sia negli schisti come nel calcare, con prevalenza di galena e siderite, che furono sfruttate parecchi anni or sono. Torna utile qui ricordare, che ad oriente di Primiero s'iniziano le colate porfiriche e che in questa stessa direzione, coincidente colla linea

tettonica Valsugana-Comelico, si trovano i noti giacimenti cinabriferi di Vallalta presso Sagron e quelli di pirite debolmente cuprifera di Valle Imperina presso Agordo.

Dopo la colazione il Commissario civile avv. VAROLA porta ai congressisti il saluto di S. E. Credaro e fa un caldo voto, perchè gli studi geologici italiani valgano a rimettere in valore i giacimenti minerari della regione, portando così il benessere alle popolazioni oggi costrette ad emigrare.

Il prof. DAL PIAZ ringrazia a nome di tutti i soci il R. Commissario e lo prega di farsi interprete presso il Governatore del Trentino senatore Credaro dei sentimenti di gratitudine e di ossequio della Società Geologica Italiana.

La pioggia e la nebbia ci accompagnano nella salita fino a S. Martino di Castrozza (m. 1444), prima della guerra fiorente stazione estiva, ridotta ora ad un cumulo di rovine dagli austriaci, che nella notte dal 23 al 24 maggio 1915 incendiarono i numerosi alberghi e l'antica chiesa. Ma oggi già si vede un fervore di lavoro che promette di far rifiorire in pochi anni in tutto il suo splendore questa magnifica conca alpina. Risalendo la strada del Passo di Rolle attraversiamo tutta la serie dei terreni dalle filladi alla interessante formazione gessifera permiana, costituita da straterelli di gesso saccaroide alternati con marne, e fortemente contorta e ripiegata. Poco lungi da Passo ci apparisce, come una gigantesca muraglia, la fronte della colata di porfido quarzifero permiano del Lagorai e Colbricon, che imprime al paesaggio un carattere di asprezza a linee dure contrastanti con quelle morbide delle filladi sottoposte. Oltre ai porfidi quarziferi sono ben evidenti le arenarie grossolane di Val Gardena, i gessi ed i calcari a *Bellerophon* del Permiano superiore e le arenarie qua e là fossilifere del Trias inferiore. L'imponente massa dolomitica del Cimon della Pala (m. 3186) si eleva come un turrito castello sopra un largo piedistallo di formazioni del Trias medio e inferiore e del Permiano.

La nebbia, che fin qui ci ha tolto la visione delle alte cime, va diradandosi e mentre giriamo a cercar fossili nelle arenarie di Werfen e a guardare le trincee che solcano in ogni senso il Passo, si prepara una vista indimenticabile. Il Gruppo delle Pale di S. Martino ci appare a poco a poco in tutta la sua

maestosa bellezza illuminato dagli ultimi raggi di sole che fanno scintillare le cime sfarinate di neve appena caduta.

Il Passo di Rolle e le Pale di S. Martino.

Si scende rapidamente nella Val Travignolo attraverso i famosi boschi di Paneveggio e giungiamo a Predazzo, dimenticando la pioggia per aver goduto all'ultimo così meraviglioso spettacolo. A Predazzo troviamo il prof. BRUGNATELLI ed il dott. BIANCHI che poi ci sono compagni nelle escursioni dei giorni successivi.

Prima di intraprendere le escursioni da Predazzo, che fu sempre centro di studi e di ricerche geologiche, vengono spediti telegrammi di augurio e di saluto a S. E. il Ministro dell'Agricoltura, all'on. CERMENATI, Presidente del R. Comitato Geologico, al Rettore della R. Università di Padova, al senatore CAPELLINI e al prof. TARAMELLI.

ESCURSIONI NEI DINTORNI DI PREDAZZO.

I monti che circondano Predazzo rappresentano i residui, più o meno profondamente intaccati e distrutti, di un antico centro eruttivo, che, per la varietà delle roccie da cui risulta formato e per la singolarità dei fenomeni che in esso si riscon-

trano, costituisce una delle più interessanti provincie petrografiche d'Europa. Da questo centro eruttivo sarebbero irradiate dapprima delle colate melafiriche e porfiriche, talora accompagnate da tufi, testimonio di una fase iniziale di attività effusiva. Successivamente, ma a breve distanza, a questa fase effusiva di età wengeniana si intercalarono delle masse intrusive di vario

Predazzo visto da sud. Nello sfondo il M. Latemar.

tipo (graniti e monzoniti), di cui il Monte Mulat rappresenta il nucleo principale. Tanto le marne porfiriche e melafiriche quanto le successive roccie di intrusione, granitiche e monzonitiche, vennero poi attraversate da una prodigiosa serie di filoni di tipo basico, con numerose differenziazioni magmatiche, i quali raggiunsero e attraversarono anche i sovrastanti calcari del Trias medio.

Il centro eruttivo è limitato da ben nette linee di contatto con roccie sedimentarie del Trias e del Permiano che subirono

interessanti azioni di metamorfismo di contatto. Secondo i più recenti studi il fenomeno eruttivo di Predazzo apparterrebbe ad un unico periodo geologico con fasi successive, che si sarebbero svolte fra il Trias inferiore e il Trias superiore, escludendo qualsiasi attività endogena dell'èra terziaria, durante la quale la massa subì in modo del tutto passivo le dislocazioni orogenetiche, come la serie sedimentaria.

Non è qui il caso di esporre un dettagliato studio petrografico delle innumerevoli varietà di roccie che si riscontrano nella regione; ne daremo i caratteri fondamentali descrivendo le escursioni fatte [1].

[1] Ricorderemo alcuni dei più importanti lavori della ricchissima bibliografia:

1. Richthofen F. V., *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo* etc., 1860.

2. Reyer E., *Predazzo*, Jahrb. der K. K. geol. R. A., 1881.

3. Brögger W. C., *Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtyrol*, Kristiania, 1895.

4. Weber M., *Beiträge zur Kenntnis des Monzonigebietes*, Zentralblatt, 1901, n. 22.

5. Doelter C., *Chemische Zusammensetzung und Genesis der Monzonigesteine*, Tschermarks Mineralog. Mitteilungen, Bd. XXI, 1902.

6. Doelter C., *Chemische Zusammensetzung einiger Ganggesteine des Monzoni*, Kaiserl. Akademie, Wien, 3 luglio 1903.

7. Doelter C., *Bericht über seine Arbeiten am Monzoni*, Anzeiger d. Kaiserl. Akademie, Wien, 23 ottobre, 13 novembre 1902.

8. Fabian K., *Ueber einige Porphyrite und Melaphyre des Fassa- und Fleimsertales*, Mitteilungen der Naturw. Vereines für Steiermark., Bd., 1902.

9. Ippen J., *Ueber Ganggesteine von Predazzo*, Kaiserl. Akademie, Wien, 13 marzo 1902.

10. Ippen J., *Ueber einige aplitische Gesteine von Predazzo*, Zentralblatt., 1902, n. 12.

11. Ippen J., *Analyse eines nephelin-porphyritischen Gesteines von Allochet.*, Kaiserl. Akademie, Wien, 23 ottobre 1902.

12. Ogilvie Gordon (Maria M. Ogilvie Gordon), *The geological Struktur of Monzoni und Fassa*, Edinburg, 1902-1903 (Edinb. Geolog. Soc.), vol. VIII).

13. Romberg I., *Geologisch-petrographische Studien im Gebiete von Predazzo I e II*, Sitz. Ber. K. preuss. Akademie d. Wiss., Berlino, 12 giugno 1902.

14. Doelter C., *Zur Altersfolge der Eruptivgesteine von Predazzo*, Verh. K. K. geol. Reichsanst., 1903, 225.

La serie sedimentaria della regione è costituita dalle arenarie di V. Gardena e calcari a *Bellerophon* del Permiano, dalle arenarie variegate con intercalazioni dolomitiche del Trias inferiore, da calcari marnosi e dolomitici del Muschelkalk e calcari bianchi o cerulei del Ladinico. La serie si chiude con imponenti masse di Dolomia principale, coperta da sottili lembi giuresi e cretacei, che si presentano sulle più alte vette nel nucleo di strette sinclinali rovesciate verso sud.

Gita a Vall'Averta. – La mattina del 1° settembre, col tempo rimesso al buono, scendiamo per un paio di chilometri la Valle dell'Avisio fino a incontrare sulla destra la piccola incisione di Vall'Averta. Superato il cono di deiezione del torrentello che la percorre, osserviamo la serie del Trias inferiore. Il Werfeniano è rappresentato dai seguenti terreni:

a) arenarie grigie e rossastre a *Myacites* ed altri Lamellibranchi mal conservati;

b) altre arenarie varicolori con intercalazioni di banchi oolitici rossi con piccoli Gasteropodi (*Holopella*, ecc.);

c) banchi arenaceo-micacei rossastri e grigi, ricoperti da calcari giallastri e grigi, talvolta dolomitici o marnosi a *Naticella costata*.

15. Ippen J., *Melaphyre von Cornowe*, Zentralblatt, 1903, n. 1.

16. Ippen J., *Ueber einen Alkalisyenit von Malga Gardone (Predazzo)*, Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal., Bd. 11, 1903, 11.

17. Ippen J., *Ueber den Allochetit vom Monzoni*, Verh. K. K. geol. Reichsanst. (1903), 133.

18. Kolonec F., *Ueber einige leukokrate Ganggesteine vom Monzoni und Predazzo*, Mitt. Naturw. Vereins Steiermark für 1903, 161.

19. Philipp H., *Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus Gebiet von Predazzo*, Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 56, 1904, S. 1-98.

20. Philipp H., *Neue Untersuchungen über Trias und Eruptivgesteine von Predazzo*, Vostrag. geh. in Nat. Med. Ver. in Heidelberg N. F. 7, 1903-904.

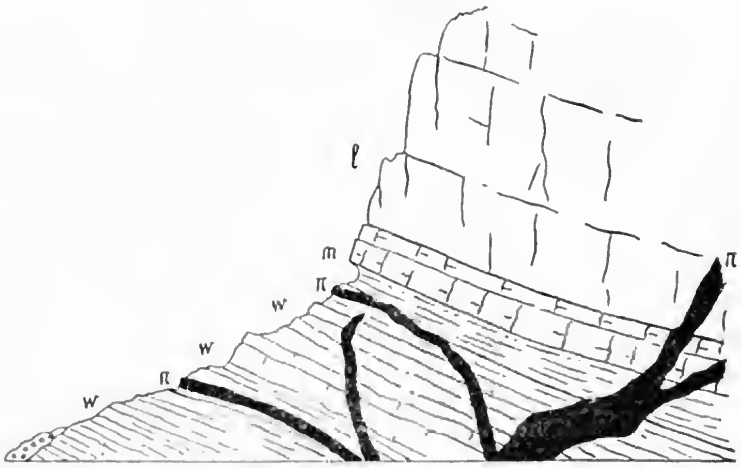
21. Romberg I., *Uebre die Altersbeziehungen der Eruptivgesteine in Fassa- und Fleims-Thale*, Verh. K. K. geol. Reichsanst, 1903, 365.

22. Romberg I., *Geologisch-petrographische Studien in der Gebieten von Predazzo und Monzoni*, III, Sitzung-Ber. K. Preuss. Akademie d. Wiss., Berlino, 1903, 43.

23. Romberg I., *Ueber die Chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni*, Anhang zu den Abhandl. d. preuss. Akad. d. Wiss., Berlino, 1904, 135.

A questi strati sovrastano arenarie giallastre con modelli di fossili mal conservati.

Segue il Muschelkalk inferiore che si presenta in banchi di arenarie marnose, a superficie aspre e irregolari, corrispondenti



Sezione geologica presa sulla sinistra di Vall'Averta.

w, Werfeniano — *m*, Muschelkalk (Anisico) — *l*, Ladinico — *π*, filoni porfiritici.

agli strati di Recoaro; a questi succedono dei calcari dolomitici a Giroporelle.

Sopra a questi strati si eleva una potente massa calcareo-dolomitica a grossi banchi, con profili pressochè verticali, che va ascritta al Ladinico. Particolarmente interessante è la presenza, in tutte queste formazioni sedimentarie di Vall'Averta, di numerosi filoni e filoni-strati di porfiriti e camptoniti, che sono i più recenti della serie eruttiva; infatti essi attraversano tutte le altre roccie eruttive e sedimentarie della regione. Osserviamo con curiosità due filoni-strati interposti alle arenarie di Werfen, che seguono con meraviglioso parallelismo il contatto fra due strati. Percorrendo il contatto fra il Werfeniano e il Muschelkalk, che si presenta pressochè orizzontale, vediamo numerosi altri filoni, che tagliando l'intera serie raggiungono i calcari ladinici, fra i quali risaltano per la spiccata diversità

della tinta e perchè coincidono quasi sempre con solchi e canaloni, essendo essi più o meno alterati e quindi più facilmente erodibili.

Tra i blocchi rotolati lungo i canaloni qualche fortunato ricercatore rinviene Brachiopodi e Molluschi del Ladinico.

Gita Mulat-Boscampo-Malgola. — Risalendo da Predazzo la Valle di Viezzena, dopo un lembo di porfirite che costituisce le falde meridionali del M. Mulat, incontriamo una grande massa del granito rosso tormalinifero caratteristico della regione, che costituisce come il nucleo del crogiolo vulcanico. Da questa massa partono frequenti apofisi aplitiche e porfiriche che s'intercalano nelle varie roccie circostanti. I geologi battono attivamente i loro martelli per raccogliere tipici campioni di questa roccia, colle interessanti concentrazioni di minerali caratteristici: la Tormalina e la Fluorite, più rari lo Zircone, la Calcopirite, la Scheelite, ecc. La massa granitica è frequentemente attraversata da filoni di porfirite plagioclasica e camptonite.

Più avanti affiora una grande massa di monzonite che prende questo nome dal gruppo dei Monzoni nella vicina Valle di S. Pellegrino, dove si ha un altro centro eruttivo, meno esteso ed importante di quello di Predazzo, ma altrettanto rinomato per varietà di roccie e ricchezza di minerali.

Con la denominazione di *monzonite* si comprendono roccie a struttura e composizione piuttosto variabile che passano dalle Plagioclasiti alle Pirosseniti, dalle Monzoniti biotitiche a struttura pegmatitica alle Apliti monzonitiche a struttura minuta e ai porfidi monzonitici-olocristallini a struttura porfiroide.

Le monzoniti delle falde meridionali del M. Mulat e quelle del M. Malgola sul fianco sinistro della valle sono attraversate da un numero straordinario di filoni, orientati in gran parte da nord a sud e formati prevalentemente dalla differenziazione di magmi nefelinici.

Attraversata la valle in prossimità ai dossi di Bellamonte, costituiti dal ben noto porfido quarzifero, e discendendo la valle sul fianco sinistro, osserviamo dei calcari metamorfici a cui seguono delle porfiriti; la presenza di esse ha importanza in quanto risultano costituire la parte periferica della massa monzonitica che succede immediatamente. L'ipotesi, sostenuta dal

Brögger e dal Dölter, che fra le porfiriti e le monzoniti esistano rapporti genetici assai stretti, semplificherebbe notevolmente l'interpretazione del meccanismo eruttivo della regione.

In un piccolo burrone, in località Boscampo, si esaminano con interesse due filoni tra loro a contatto, uno di porfido tinguaitico e uno di camptonite. Il porfido tinguaitico può considerarsi come una differenziazione filoniana del magma intrusivo delle sieniti nefeliniche ed è costituito in prevalenza da ortoclasi, nefelina in grossi cristalli e talora alquanto alterati (Libenerite) ed egirina.

Continuando lungo le falde del M. Malgola vediamo sempre la roccia monzonitica che assume varietà ora biotitiche, ora ipersteniche ed altri filoni tinguaitici e camptonitici e qualche impregnazione di pirite ed altri minerali.

Nel promontorio di fronte a Predazzo vediamo un piccolo ammasso di porfirite di aspetto diabasico racchiuso dentro la massa monzonitica e attraversato da un filone di granito rosso. Risalendo il fianco occidentale del M. Malgola si osserva che la monzonite normale passa a tipi a grana grossa, diventando un vero gabbro riccamente pirossenico.

Procedendo ancora arriviamo al limite tra monzonite e roccie calcaree del Trias, che al contatto sono trasformate in un bel marmo saccaroide venato nel quale si stanno ora aprendo delle cave. Altre roccie sono trasformate in corneane, in diaspri e cipollini di contatto, ai quali in onore del geologo Pencati fu dato il nome di Pencatiti.

Gita a Mezzavalle e Forno. — La mattina di giovedì 2 settembre con tempo magnifico risaliamo la Valle dell'Avisio. Sulla destra della valle nell'ammasso granitico sono aperte delle grandi cave da cui si trae gran parte del bel granito rosso di Predazzo, largamente usato nella regione. I geologi raccolgono campioni di epidoto, tormalina e fluorite ed esaminano con interesse i numerosi filoni di camptonite che, con direzione da SE a NO, attraversano il granito, come pure le porfiriti che per breve tratto appaiono, al di là dell'ammasso granitico, su entrambi i versanti. Dopo un breve tratto di porfirite tornano ad affiorare le monzoniti, e qui nell'esame della zona di contatto tra le due roccie si riaccende la discussione e in complesso si rileva come

si abbia pressochè un graduale passaggio dall'uno all'altro tipo di roccia.

Passato l'Avisio e seguendo la massa monzonitica sul fianco sinistro in direzione di Mezzavalle osserviamo, come queste roccie presentino una varietà ora più scura, ora più chiara, passando anche a un tipo chiaro plagioclasico (plagioclasite) che ricorda a prima vista la tonalite. Numerosi filoncelli chiari di sienite aplitica attraversano la monzonite, come pure filoni rossi e verdastri di porfido tinguaitico e neri di camptonite. Risalendo la conoide di un valloncello giungiamo alla cascata della Fessuraccia, ove vediamo nella monzonite un tipico filone di porfido tinguaitico, il quale è attraversato pure verticalmente da un piccolo filone di camptonite.

Proseguendo sulla sinistra, fino di fronte a Mezzavalle, vediamo un lembo di roccie sedimentarie racchiuse nelle monzoniti e profondamente metamorfosate, colla formazione di minerali di contatto, diaspri e corneane (Pencatiti).

Ripassando sulla destra della valle, entriamo in una grande massa di melafiro che si estende da poco sotto Mezzavalle fino a Forno; anche questa roccia effusiva è attraversata da numerosi filoni.

Interessante un filone di porfido tinguaitico con geodi e fessure tappezzate di cristallini di Cabasite, e poi diversi filoni di camptonite con grossi cristalli di Orneblenda e varie zeoliti come la Heulandite ed altre specie.

Continuando a risalire la valle si osservano altri filoni e nei *talus* detritici solcati da torrentelli troviamo blocchi calcarei, precipitati dalle sovrastanti rupi del Latemar, con qualche fossile (*Dinarites avisianus*, Mojsis., *Arcestes Blocckhi*, Mojsis.) riferibile allo stesso livello del Ladinico cui appartengono i calcari dell'alta Vall'Averta.

Tra Valle della Sega e Forno emerge dalla massa melafirica un dossone calcareo, costituito in parte da calcare a grosse nullipore, tutto più o meno metamorfosato in marmo saccaroide, attraversato da ben sette filoni-strato di melafiro e da altri che con essi si intrecciano spiccando nettamente col loro colore oscuro sul bianco del calcare. Nei dintorni di Forno vediamo lembi di tufi melafirici, la cui presenza, per le condizioni genetiche e

per la cronologia dei melafiri, assume una evidente importanza.

Al ritorno il sig. Oss Mazzurana di Trento, che ci ha accompagnati nella gita, ci invita cortesemente a visitare il suo stabilimento di Mezzavalle per il trattamento del minerale di rame (calcopirite) e tungsteno (scheelite) che proviene dalla soprastante miniera « la Bedovina ». Il prof. Stella, colla sua parola efficace, spiega l'origine della mineralizzazione, ed il sig. Oss Mazzurana illustra il funzionamento dei macchinarî ed accenna agli studî ed esperimenti eseguiti, per giungere ad utilizzare con vantaggio questo minerale povero che contiene circa l'1,5 di rame e l'1,5 di tungsteno.

Dopo rientrati a Predazzo si visitano le collezioni del sig. Morandini, nota guida mineralogica di questa importante regione, e molti acquistano campioni di rocce e di minerali per arricchire i proprî musei.

Gita ai Canzocoli. — Anche guardando da Predazzo verso i Canzocoli si distingue a destra una massa formata di roccia eruttiva (monzonite), a sinistra una più chiara e talora di un bianco abbagliante, costituita dai calcari. Il contatto superficiale tra le due rocce ha luogo in una linea superficiale obliqua e la roccia vulcanica viene per un certo tratto a coprire quella sedimentare. È qui che il nostro Marzari-Pencati, cento anni or sono, riconobbe per primo l'azione di contatto della roccia eruttiva sul calcare e ne dedusse che questo doveva essere più antico di quella.

Il tempo si è guastato e sotto la pioggia risaliamo la falda verso i Canzocoli; osserviamo in basso un lembo di rocce metamorfosate (Pencatiti) sottoposte alla monzonite. Nella massa di questa roccia vediamo dei minuscoli filoncelli di sienite aplitica rosea, altri più grossi di camptonite. Più in alto giungiamo al contatto tra monzonite e calcari che per azioni di metamorfismo sono diventati saccaroidi, così da ricordare il marmo di Carrara a grana grossa.

In questo marmo dei Canzocoli, che diventa rapidamente calcare comune allontanandosi dal contatto, furono aperte cave, che vengono coltivate solo saltuariamente. Più in alto, lungo la zona di contatto secondo la quale si è impostata la Valletta

(Tovo) di Vena, si rinvengono numerosi cristalli di Vesuviana e di altri minerali.

La sera, riuniti a banchetto nell'antico albergo della Nave d'Oro, noto per avere ospitato i più celebri geologi da Humboldt a Von Buch, a Marzari-Pencati, Murchison, Suess, Taramelli, ecc., il sindaco del paese sig. Giacomelli porge un patriottico saluto, al quale risponde efficacemente il prof. Dal Piaz facendo voti, che per una giusta rivendicazione della geologia italiana e di uno studioso tanto meritevole quanto negletto sia presto inaugurato il ricordo marmoreo a Marzari-Pencati.

Non possiamo dimenticare poi che a Predazzo nell'Hotel Predazzo condotto dal sig. Michele Dalla Giacoma abbiamo avuto un'accoglienza e un trattamento veramente cordiali e premurosi e che ci fa doppiamente rimpiangere la necessità di dover abbandonare questo grazioso paese alpestre.

Da Predazzo a Cortina. — Prima del levar del sole siamo pronti per il lungo tragitto che ci farà percorrere un buon tratto della famosa strada delle Dolomiti, attraverso una delle più pittoresche regioni delle Alpi Tridentine. Il cielo promette una buona giornata, condizione essenziale per godere lo spettacolo che ci ripromettiamo.

Oltrepassate Mezzavalle e Forno, si tocca Moena, ultimo paese della Valle di Fiemme, dove, per l'affioramento delle arenarie permiane, di quelle triasiche e dei gessi della zona a *Bellerophon*, tutti materiali facilmente erodibili, la valle si allarga in una magnifica conca pianeggiante, in fondo alla quale l'Avisio ha messo a nudo anche i sottostanti porfidi quarziferi.

Procedendo attraversiamo o costeggiamo tutti i ridenti caratteristici paeselli della Valle di Fassa: Soraga, Vigo, Pozza, Perra, Campitello, Canazei, ecc., mentre si svolge davanti allo sguardo il magnifico scenario del Latemar, del Catinaccio (Rosengarten), del Sassolungo (Langkofel), del Sassopiatto (Plattkofel), del gruppo di Sella, della Marmolada, ecc.

Fino a Mazzini la valle presenta un fondo relativamente piatto, mediocremente largo e colla tipica morfologia glaciale, di cui sono frequenti testimonianze accumuli morenici messi a nudo dall'erosione dell'Avisio e dei suoi affluenti.

« A Canazei (m. 1475) la strada abbandona la valle del-
» l'Avisio e si arrampica tortuosamente attraverso le lave e i
» tufi nero-verdastri del Ladinico e le marne e i calcari argil-
» losi del Carnico, e raggiunge il Passo di Pordoi (m. 2250),
» che è inciso nei materiali marnosi e fiancheggiato da masse
» dolomitiche.

Il gruppo del Sassolungo dai pressi del Passo di Pordoi.

» Dal Passo di Pordoi, guardando all'ingiro, si gode di uno
» spettacolo veramente superbo e indimenticabile: dal gruppo
» del Rosengarten, che con la lontana piattaforma dolomitica
» dello Schlern chiude la scena verso ovest, alle piramidi del
» Sassolungo e del Sassopiatto, al massiccio di Sella, dalle ca-
» ratteristiche linee architettoniche di prismi sormontati da de-
» pressi tronchi di piramide che si ergono a nord del Passo a
» guisa d'immani monumenti, al lontano gruppo delle Tofane,
» al Col di Lana, dove si è sparso tanto sangue in tragiche
» lotte, alla nevosa e ghiacciata cima della Marmolada con
» tutta la coorte di vette minori, e di guglie che come fanta-
» stica selva si succedono sfumando fino a perdersi nel lontano

» orizzonte, è tutto un incanto di incomparabili bellezze natu-
» rali che richiamano alla mente i versi di Byron:

.....sulla mia fronte
L'Alpi alzarsi vegg'io; palagi enormi
Della Natura, a cui sempre avviluppa
Le creste nebulose un bianco velo.
L'eternità su massi irti di ghiaccio
Il suo trono vi pianta, e la valanga,
Fulmine della neve, a scettro impugna.
Quanto l'anima esalta e la sgomenta
Si raguna lassù, quasi la terra
Voglia mostrar che farsi al Ciel vicina
Possa, e le altere creature umane
Nel profondo lasciar ».

Il cielo è ancora abbastanza sereno così da permettere di godere questo meraviglioso panorama. Dal Passo con una breve

Il ghiacciaio della Marmolada.

passeggiata saliamo alla località Belvedere (m. 2480) da dove possiamo contemplare, relativamente da vicino, il versante settentrionale della Marmolada (m. 3344) colla sua particolare morfologia a circhi glaciali. Nel percorso attraversiamo terreni del Raibliano inferiore ove si raccolgono avanzi fossili di Echinidi e di qualche mollusco.

Dal Belvedere possiamo ammirare il gruppo di Sella di cui il M. Boè rappresenta la cima più elevata (m. 3152) colla sua caratteristica struttura a prismi sovrapposti. Questa deriva dal fatto che alle grosse bancate della dolomia dello Schlern (Calcare del M. Spitz), che sorgono verticali sopra gli strati del Buchenstein, s'intercalano tratto tratto delle stratificazioni marnose (Raibl) a cui si sovrappone un cappello di dolomia principale.

I grandi alberghi del Pordoi sono chiusi per i danni subiti dalla guerra. Sostiamo nel rifugio Col di Lana di proprietà della celebre guida Pian la cui moglie signora Maria ci serve una appetitosa colazione con squisitezza di trattamento. Partiamo mentre folate di nebbia fredda salgono dalla Valle del Cordevole. Oltrepassata Arabba giungiamo ai piedi del Col di Lana e sotto la pioggia attraversiamo le rovine di Pieve di Livinallongo e Andraz. Un breve raggio di sole ci permette di spingere lo sguardo fino al sottostante lago di Alleghe, ma ben presto sopraggiunge la pioggia che ci accompagna per tutto il resto del viaggio. Scendiamo ad ammirare un tipico affioramento che il Moisisovics prese come caratteristica del livello del Ladinico inferiore, indicandolo col nome di strati di Buchenstein. Questi strati presentano fenomeni di contorsioni e di piccole ma evidenti faglie, quanto mai interessanti.

Da Andraz abbandoniamo la Valle del Cordevole per salire al valico di Falzarego; la strada passa vicino al diruto ma ancor saldo castello di Buchenstein.

Le tracce della guerra si fanno sempre più evidenti: trincee, gallerie, piazzuole per cannoni, reticolati, cumoli di materiali metallici.

Prima del Passo di Falzarego raccogliamo campioni di un interessante affioramento di arenarie tufacee di Buchenstein.

Il Passo che ha a nord il Sasso di Stria e a sud le propaggini del Nuvolau, entrambi di natura dolomitica, è scavato come quello del Pordoi nelle arenarie e marne raibliane.

Ai piedi dei torrioni dei Lagazuoi vediamo enormi cumoli di detriti prodotti dallo scoppio di grandi mine fatte brillare dai nostri per demolire le posizioni austriache.

Scendiamo verso Cortina sotto la pioggia e quando arriviamo in vista della molle conca tutta a prati e boschi, modellata nei materiali facilmente erodibili del Carnico e del Ladinico, non possiamo non ammirarne il contrasto colle nude pareti dolomitiche

La conca di Cortina vista da sud, col gruppo del M. Cristallo sulla destra

che la sovrastano: il Pemagagnòn, il Cristallo, il Sorapiss ad oriente; il Col Rosà, le Tofane, il Nuvolau e la Croda da Lago ad occidente.

Mentre scendiamo, su una roccia della strada vediamo scritto: *Salve o Cortina, delle Dolomiti tu sei la Regina*; sincera espressione dell'incanto suscitato da questo panorama nell'animo dei soldati. Continuando la pioggia viene rimandata all'indomani la gita a Misurina, e intanto alcuni di noi si recano a visitare i lavori della ferrovia ormai compiuta, che unisce Pieve di Cadore a Toblach. La mattina seguente il tempo è sempre imbronciato, ma malgrado le sue minaccie partiamo per Misurina. La strada ripidissima passa la Sella di Tre Croci (m. 1820) che fa perfetto riscontro, dal punto di vista geologico, col Passo di Falzarego. Rapidamente giungiamo a Misurina, col suo piccolo lago triste sotto la pioggia e coi suoi grandi alberghi completamente distrutti. Una breve chiarita ci permette di intravedere

le cime di Lavaredo e il M. Piana, dove all'alba del 7 giugno 1915, combattendo da eroe, il compianto collega dottor De Toni cadeva mortalmente ferito. Guardando verso sud vediamo la parete nord del Sorapiss sulla quale si adagia un piccolo ghiacciaio e si rendono manifesti i particolari caratteri a circhi e canaloni della morfologia d'alta montagna.

Da Cortina a Belluno. — Scendendo la Valle del Boite e valicato l'antico confine entriamo nel Cadore, nel patriottico Cadore ove durante la guerra più viva ha palpitato la fiamma italiana. Il pensiero corre al grande animatore di cui l'Austria demolì il monumento a Pieve nei brevi giorni del suo dominio e tornano alla mente le parole del Poeta:

Deh! fin che Piave pe' verdi baratri
ne la perenne fuga de' secoli
divalli a percuotere l'Adria
co' ruderi delle nere selve,
che pini al vecchio San Marco diedero
turriti in guerra già tra l'Echinadi,
e il sole calante le aguglie
tinga a le pallide dolomiti
sì che di rosa nel cheto vespero
le Marmarole care al Vecellio
rifulgan, palagio di sogni,
eliso di spiriti e di fate,
sempre, deh! sempre suoni terribile
ne i desiderî da le memorie,
o Calvi, il tuo nome, e balzando
pallidi i giovani cerchin l'arme.

A San Vito vediamo le falde del Pelmo (m. 3169) e dell'Antelao (m. 3264), ma inutilmente attendiamo che... *da' bianchi nuvoli il capo grigio ne l'aere sciolgano!*

Continuando fino a Valle di Cadore si passa in rassegna la serie triasica e il sottostante calcare a *Bellerophon*. Le varie stratificazioni si susseguono in una stretta anticlinale rovesciata verso sud e profondamente stirata, il cui nucleo è costituito appunto da un lembo di calcari a *Bellerophon*, accompagnato da gessi, che da Venàs continua per Pieve di Cadore, Calalzo, Lozzo, ecc.

I piccoli paesi passano ridenti colle caratteristiche costruzioni in legno... *neri veroni di legno fioriti di geranio e garofani.*

Piccola sosta a Pieve... *che allegra siede tra' colli arridenti,* dove vediamo il nuovo ricordo marmoreo a Pietro Calvi, e poi scendiamo verso Perarolo per la tortuosa « Cavallera » che si svolge ai piedi del M. Zucco, piccola ma complicata montagna, costituita da materiali raibliani e dalla Dolomia principale, che si accavallano in due strette pieghe estremamente compresse. La galleria ferroviaria attraversa in parte le marne raibliane che per le compressioni subite diedero luogo a importanti fenomeni di rigonfiamento, mentre i gessi intercalati hanno rese selenitose le acque circolanti nella montagna, causando dei fenomeni di spappolamento nel calcestruzzo dei rivestimenti.

A Perarolo vediamo i noti fenomeni prodotti dallo scioglimento delle sottostanti masse gessose. Da Perarolo in giù la Valle del Piave assume una particolare morfologia che viene indicata col nome di « Canale » come le Valli del Brenta, del Cismon, del Cordevole, ecc. Essa appare infatti come un lungo e stretto corridoio, non dissimile dai ben noti cañons, la cui morfologia presenta ancora evidenti caratteri del modellamento glaciale.

Lungo il percorso osserviamo con interesse le manovre di trasporto dei tronchi per fluitazione radunati nei singoli « cidoli ».

A Longarone fermata per esaminare un interessante fenomeno tettonico. Trattasi di un bellissimo esempio di piega rovesciata con scorrimento della massa sovrastante; le dolomie della Cima della Serra sono state spinte sopra alla serie giurese e cretacea, notevolmente assottigliata e laminata. La scaglia che forma il nucleo di questa piega, ben visibile sotto M. Campitello, è ridotta ad uno stretto e tormentato cuneo che, per il colore rosso della roccia, spicca nettamente dalle formazioni più antiche sottostanti e sovrastanti. La riduzione per stiramento fu tanto intensa ed il rovesciamento così completo, che le dolomie triasiche della Serra sono quasi a contatto colla Scaglia, non essendovi di mezzo che un sottile lembo del Giurese e del Cretaceo inferiore.

Anche la tettonica del fianco sinistro della valle è complicata da pieghe multiple; nel massiccio del M. Borgà la Scaglia forma per lo meno due strette pieghe, in una delle quali la roccia, dal consueto color rosso-mattone, è ridotta a un'esile lingua ricoperta da calcari bianchi del Lias, per modo che si ha l'impressione di un vero e proprio fenomeno di ricoprimento, determinato da scorrimento di masse.

Al pranzo di chiusura del Congresso l'ing. Claudio Segrè ricorda come con gli amici Mattirolo e Tommasi egli rappresenti in questa cara riunione la lista, purtroppo notevolmente assottigliata, dei fondatori della nostra Associazione; a questo ed all'altro fatto di essere il più anziano di simile terna, deve l'onore dell'invito ricevuto di farsi interprete dei grati sensi di tutti verso l'illustre prof. Dal Piaz e suoi egregi collaboratori per l'organizzazione di questo Congresso riuscitissimo nell'insieme ed in ogni suo particolare, tanto dal lato scientifico ed applicato che dal lato patriottico.

Se classiche sono le località studiate anche nei riguardi della storia della Geologia, dobbiamo altresì riconoscere che le nostre escursioni permisero di farci un'idea concreta del carattere altamente eroico della lotta titanica sostenuta dai soldati d'Italia nell'aspra regione delle Dolomiti, dal Grappa al Piave, prima e dopo l'invasione. L'epilogo glorioso di questa lotta costituisce l'auspicio sicuro degli alti destini cui è chiamata la nostra Patria, nonostante le odierne convulsioni industriali, che condurranno ad un nuovo assetto economico-sociale. Il carattere deciso e vivace di questa agitazione intestina corrisponde del resto all'indole impulsiva ed appassionata dell'Italiano, il quale nella sue crisi, per quanto violente, finisce per essere guidato da un sentimento di generosità. Non dobbiamo quindi disperare che anche in questa risvolta storica determinata da una guerra così atroce, e che provocò tante distruzioni, l'Italia abbia a raccogliere in definitiva un altro titolo di gloria, per quanto a scadenza non breve.

Ricordiamo che la storia del nostro Paese non è che una successione quasi senza discontinuità di grandezze del pensiero, di investigazioni originali che concorsero efficacemente a portare la Società al grado attuale di incivilimento, pur ricono-

scendo lo spirito di metodo introdotto da altri paesi e che permise di sviluppare completamente il lato pratico di dette idee e delle geniali scoperte nostre.

Credo di farmi interprete dei miei colleghi, continua il comm. SEGRÈ, dicendo che, per quanto in modo disordinato e disadorno, quelli esposti sono i sentimenti che destarono nel nostro animo le escursioni compiute e che ci invitano a fare un saluto augurale alla nostra Italia ed alla sua capitale che ne integra il pensiero, Roma immortale!

L'oratore, ricordando infine il noto telegramma assai opportunamente promosso a Padova, all'apertura del Congresso, dal prof. Artini, inteso a provocare dalle competenti autorità un'efficace tutela degli studi geologici, insiste sulla necessità di questi ultimi, specialmente nel campo pratico in cui deve svolgersi l'attività professionale degli ingegneri, non solo minerari ma anche di quelli civili in genere. Questa necessità si fa tanto più impellente quando si pensi ai lavori stradali ordinari e ferroviari, a quelli per l'impianto di alte dighe, per la creazione di laghi artificiali, ecc., ai quali devesi dare un grande sviluppo onde assicurare l'avvenire economico del nostro Paese.

Il prof. DAL PIAZ ringrazia il socio ing. SEGRÈ delle gentili espressioni, dichiarando che la riuscita del Congresso si deve alla buona volontà dimostrata dai colleghi nel superare le inevitabili difficoltà incontrate lungo lo svolgimento delle gite e alla preziosa collaborazione dei soci Fabiani e Vardabasso e specialmente dell'impareggiabile Tesoriere dott. Cerulli-Irelli. Propone per tutti questi un plauso e chiude con l'augurio che il Congresso del prossimo anno ci ritrovi tutti pieni di salute e di nuovo fervore per la nostra bella scienza.

APPENDICE

SU DI ALCUNI CALCARI QUARZIFERI DELLA RIVIERA DI LEVANTE TRA ZOAGLI E CHIAVARI

Comunicazione dell'ing. dott. L. Maddalena

Durante i lavori per il raddoppio del tronco Zoagli-Chiavari della Genova-Spezia, s'incontrarono nella perforazione delle gallerie Chiappe, Vedetta e Grazie degli strati di calcare durissimo, che opposero molta resistenza allo scavo.

La formazione geologica nella quale furono aperte le gallerie appartiene all'eocene e più precisamente al liguriano. Questo piano è di solito costituito da scisti grafici e tegolari (lavagna) e nella sua parte inferiore da arenaria. Tra Rapallo e Chiavari appaiono invece dei calcari marnosi a *Helmintoidea* che presentano talora una notevole durezza e resistenza agli agenti atmosferici, causa la presenza in essi di numerosi granelli di quarzo.

I calcari sono di colore grigio-nerastro, ed attraversati da numerosi filoncelli di calcite bianco-lattèa.

Al microscopio si osservano in una massa fondamentale microcristallina, composta di minuti granuli di calcite, dei cristalli del medesimo minerale e frammenti di quarzo sparsi porfiricamente.

La calcite è molto frequente in sezioni di forma rombica, e spesso geminata. Il quarzo appare invece in frammenti a spigoli vivi, mostrando così di aver ben poco subìto l'azione delle acque correnti. Esso presenta spesso un'estinzione ondulata per pressioni orogenetiche subite.

La quantità di quarzo varia assai nei singoli campioni: in alcune sezioni esso è molto rado, mentre in altre è tanto frequente che la calcite assume quasi la funzione di cemento.

Nella massa fondamentale si osserva qualche raro feldspato geminato secondo la legge dell'albite e delle chiazze di sostanze bituminose.

Le analisi chimiche eseguite nel Laboratorio Chimico dell'Istituto Sperimentale delle Ferrovie dello Stato su differenti campioni tutti simili nei loro caratteri microscopici hanno dato i seguenti risultati.

Num. progressivo	Silice e silicati indecomposti	Fe^2O^3 Al^2O^3	$CaCO^3$	$MgCO^3$	Acqua igroscopica di combinazione, materie organiche e bituminose	Sostanze non determinate e perdite
I	48,96	2,14	43,43	3,63	1,03	0,81
II	21,94	5,96	66,18	2,20	1,79	1,93
III	49,28	2,00	44,21	3,41	0,57	0,53
IV	42,64	3,84	47,75	3,79	1,01	0,97
V	26,72	2,44	67,46	2,11	0,52	0,75
VI	45,44	2,48	47,98	2,41	0,86	0,83
VII	20,20	3,74	72,48	1,42	1,00	1,16
VIII	24,93	2,49	70,70	1,16	0,28	0,44
IX	47,00	2,08	49,71	1,21	0,02	—
X	24,72	2,88	68,93	2,53	0,30	0,64

I risultati delle analisi non fanno che confermare la grande variabilità nel tenore di quarzo di questi calcari.

Circa la loro origine essa è comune a quella dei calcari marnosi che racchiudono questi strati più compatti, salvo i frammenti di quarzo a cui si deve ascrivere un'origine sedimentaria e non un'origine chimica secondaria come da qualcuno fu prospettato.

Dal punto di vista petrografico questi calcari segnano un passaggio tra i calcari propriamente detti e le arenarie silicee a cemento calcareo, per arrivare alle quali basterebbe una maggior percentuale di quarzo così da ridurre la calcite alla funzione di cemento.

L'ing. Zaccagna nei suoi rilievi inediti di questa zona chiamò giustamente tali rocce « calcari psammitici ».

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 19 febbr. 1921]

LE TERRAZZE DELLA VAL DI SIEVE E DEI DINTORNI DI FIRENZE

Comunicazione del socio EGIDIO FERUGLIO

Nella presente Nota ho riassunto i principali risultati d'uno studio che ho iniziato e compiuto, per suggerimento e coi consigli del prof. Carlo De Stefani, sulle terrazze della Sieve e dei dintorni di Firenze.

La regione considerata litologicamente è di composizione assai uniforme: vi predominano le rocce arenaceo-scistose e calcaree eoceniche, che rivestono alcuni nuclei di terreni cretacei; verso oriente, lungo la cresta principale dell'Appennino, si sviluppa ampiamente una serie di strati arenaceo-marnosi, che è, da alcuni autori, giudicata, almeno in parte, d'età miocenica. La struttura stratigrafica è data da pieghe, allineate in genere da NO a SE, subparallele fra loro, costituenti i rilievi montuosi e tra cui si deprimono due ampie sinclinali, quella di Firenze e quella del bacino superiore della Sieve [1].

Le due conche, durante il Pliocene, erano occupate da laghi e furono ricolmate da sedimenti lacustri, ora in parte abrasi e terrazzati.

Durante il mio studio, ho eseguito sulle carte al 25 mila dell'I. G. M. il rilevamento di queste terrazze plioceniche e di quelle orografiche e ne ho esaminato, oltre che la morfologia, anche le condizioni litologiche e stratigrafiche.

Per quanto riguarda la conca Mugellana, quella che avanti tutto considereremo, è risultato dalle mie osservazioni che *l'immersione degli strati, lungo il contorno del bacino* — prescindendo da contorsioni locali — *converge quasi ovunque sul suo fondo,* e che, per conseguenza, *la conca corrisponde a una sinclinale*

[1] De Stefani Carlo, *Le pieghe dell'Appennino fra Genova e Firenze,* in «Cosmos» del prof. G. Cora, serie II, vol. XI (1892), V-VI, Torino, 1892.

chiusa. Non esistono, come il Di Sawicki vorrebbe, fratture lungo i margini del bacino e sprofondamenti del fondo.

Su quest'ultimo giacciono i depositi pliocenici, composti di argille più o meno sabbiose, qua e là, massime verso la periferia della conca, con intercalazioni lentiformi di ghiaie, e quasi ovunque ammantate da uno strato più o meno grosso di alluvioni grossolane d'origine torrenziale e deltizia sublacustre, spesso decomposte alla superficie [1].

Gli strati pliocenici, sovente lignitiferi e con avanzi fossili di vertebrati e di molluschi, sono suborizzontali verso il centro del bacino Mugellano e vanno sensibilmente sollevandosi verso la sponda nord-orientale, con una pendenza variabile da luogo a luogo, ma che in media è superiore ai 6–8°, con un massimo, lungo il torrente Elsa, di 30° circa. *Ritneno che tale inclinazione* in parte dipenda da condizioni originarie e da fenomeni locali di assettamento e che *in parte debba riferirsi a un sollevamento postpliocenico*, forse generale ed *eventualmente più intenso dal lato nord-est*, cioè verso il crinale dell'Appennino Tosco-Romagnolo. La questione, peraltro, non può essere risolta con sicurezza se non con uno studio morfologico e geologico esteso a tutt'e due i versanti della catena Appenninica.

L'altezza massima raggiunta dal terreno pliocenico è attualmente di 456 m. a S. Clemente: il livello del lago doveva perciò essere d'un poco superiore a quest'altitudine. Il punto più basso è invece a 170 m. s. m., presso Vicchio; perciò lo spessore delle acque, in questo punto, era almeno di 290 m.

Il mantello pliocenico fu inciso e terrazzato nel Quaternario e in parte anche abraso dalla Sieve e da' suoi affluenti. Prescindendo dai piani superiori delle dorsali pliocenichc, che corrispondono alla superficie originaria del deposito, riusciamo a distinguervi due serie principali di terrazzamento.

Avanzi di piani terrazzati, spesso ampi e ben appariscenti, si riscontrano sui fianchi montuosi che circondano il bacino, massime a ovest, ove sono disposti secondo i livelli seguenti:

Il più alto ed antico comprende le sommità de' rilievi montuosi, spianate e profilate suborizzontalmente.

[1] Una parte di queste alluvioni è forse quaternaria antica.

Il secondo, sviluppato all'incirca fra 430 e 600 m. s. m., a un'altezza media di 250-290 m. sul fondo delle valli attuali.

Un terzo fra 370 e 480 m., a circa 150 m. d'altezza relativa.

L'ultimo e meno cospicuo è inciso a breve altezza sugli attuali corsi acquei e non comprende veri ripiani, ma solo pendii più o meno ribassati, sui fianchi delle vallette laterali della Sieve.

Le due superficie di terrazzamento intermedie crescono gradatamente d'altezza da monte a valle (rispetto al corso della Sieve), in corrispondenza dell'innalzarsi dei rilievi montuosi in cui sono incise.

Per quanto riguarda la loro posizione rispetto al livello del lago pliocenico, si può osservare: che *le due prime superficie di denudazione son quasi ovunque superiori al livello lacustre; le due altre ne sono inferiori e son perciò sicuramente posteriori alla formazione del lago.*

Nel tratto inferiore della val di Sieve, *trasversale* perchè incide gli strati normalmente alla loro direzione, si distinguono pure sino a quattro piani principali di terrazzamento.

Il più elevato, che comprende gli spianamenti più alti dei dorsi montuosi, non è dovuto a condizioni stratigrafiche, perchè quasi ovunque reseca gli strati, anzichè coincidere con la loro disposizione.

Questo *livello superiore di denudazione* è certo antichissimo, formatosi, almeno in parte, nel periodo *prelimnico*, nè forse è mai esistito nella sua totalità, perchè, via via che si sviluppava veniva parzialmente demolito dalla degradazione.

Durante il periodo *limnico* (Pliocenico) fu incisa invece la seconda serie di spianate orografiche, la cui altezza sul letto attuale della Sieve va decrescendo da monte a valle e che, nell'insieme, eguaglia la profondità media delle acque lacustri, nel centro della conca Mugellana.

Le terrazze orografiche inferiori a questi due livelli son meno agevolmente raccordabili fra loro ed è assai difficile distinguervi delle superficie di terrazzamento corrispondenti a determinati cicli erosivi. Ritengo comunque si sian formate nel Postpliocene e che la loro incisione si sia svolta in modo lento e continuo [1].

[1] Qua e là, sono incise e terrazzate anche le alluvioni del Quaternario recente, del fondo della valle della Sieve.

Durante il mio studio, ho anche rilevate le terrazze orografiche delle vallette incise nei monti a nord-est di Firenze e del tratto *trasversale* della val d'Arno, da Pontassieve a Firenze, ove riscontrai tre livelli terrazzati un po' appariscenti.

Il meno elevato e cospicuo si riconosce ne' dolci pendii che degradano uniformemente sui fondivalle. Un secondo si sviluppa a m. 150 circa d'altezza relativa: il più elevato comprende le sommità dei rilievi montuosi con indizî notevoli d'uno spianamento antichissimo.

Alla Gonfolina, che è un esempio tipico di gola *epigenetica* conformata a meandri, si osservano in alto le sommità piatte dei colli che vi sorgono sui lati, corrispondenti ad un piano di denudazione leggermente acclive da ONO a ESE, che risulta da un terrazzamento effettuatosi, almeno in parte, durante il Pliocene. Durante questo periodo lo stagno litorale di Firenze comunicava — come già notò il De Stefani — in varî punti col mare.

Alla fine del Pliocene, l'Arno correva sulla predetta superficie d'appianamento e vi conserva oggigiorno il tracciato originario. L'approfondimento del suo letto avvenne nel Quaternario: col graduale ritiro del mare pliocenico e il corrispondente abbassamento del livello di base, il fiume v'incise il proprio alveo tortuoso e l'incisione continuò via via che la regione s'innalzava, con accentuazione delle anse e loro spostamento graduale verso valle. Peraltro l'incisione di questi *meandri incastrati* non si effettuò tutta d'un colpo, ma gradualmente e con almeno un periodo di sosta, come ci è indicato da una serie di terrazzette che, qua e là, appariscono a mezza costa delle pareti della gola.

Nel contempo si svolse anche l'approfondimento dell'Ombrone, di cui l'ultimo tratto traversa, con una serie di risvolte assai risentite, le roccie eoceniche; e la terrazzatura del Pliocene marino, sotto Montelupo.

R. Laboratorio di Chimica Agraria di Udine.

[ms. pres. nov. 1920 - ult. bozze 25 genn. 1921].

LE TRACCIE GLACIALI NEL BACINO DI ERTO E PRESSO CIMOLAIS (PREALPI CARNICHE)

Comunicazione del socio Egidio Feruglio

Fino ad oggi non si avevano notizie un po' sicure riguardo al glaciale della val Cimoliana ed agli avanzi morenici del bacino di Erto. Il Taramelli [1] per primo suppose che un ghiacciaio scendesse per la val Cimoliana, e, traboccando alla sella di S. Osvaldo, confluisse col ghiacciaio del Piave. Il Brückner [2] invece, nella sua carta sull'estensione de' ghiacciai vurmiani nei bacini del Brenta e del Piave, raffigura il bacino di Erto occupato da un lobo del ghiacciaio plavense.

Per risolvere la questione, mancavano ricerche un po' accurate sull'estensione e la natura delle traccie glaciali nella regione in parola, ed è appunto con tale scopo che vi ho compiuto quest'anno una serie di escursioni.

La valle Cimoliana, aperta fra monti assai elevati, è principalmente costituita di dolomia e, in minor parte, di calcari giurassici.

Alle testate delle sue vallette laterali, si riconoscono tuttora alcune cavità che ricordano circhi, in genere mal conservate perchè ingombre di falde enormi di sfasciume roccioso.

I fianchi della valle quasi ovunque s'innalzano con pareti di roccia irte e verticali, a' cui piedi si stendono ampie fasce di detrito, assai inclinate, e, allo sbocco delle vallette, brevi

[1] Taramelli Torquato, *Spiegazione della carta geologica del Friuli*, pag. 127, Pavia, 1880.

[2] Brückner E., *Die Venetianische Gletscher*, nell'opera *Die Alpen in Eiszeitalter*, Lipsia, 1909.

conoidi di deiezione. Non è facile perciò rintracciare, nè, difatti, mi riuscì di ritrovarvi degli avanzi glaciali. Che un ghiacciaio vi esistesse, è peraltro dimostrato dai depositi morenici che ho ritrovati verso il termine della valle, presso Cimolais, e alla sella di S. Osvaldo.

Subito a ovest di Cimolais, in un taglio aperto nella brusca risvolta della nuova carrozzabile per Longarone che reca la quota 703 nella tavoletta « Cimolais » (levata 1910), compare un cumolo di ghiaie, di ciottoli e macigni ben levigati e striati. Le roccie sono in buona parte calcaree o calcareo-dolomitiche, e in minor parte eocenichе (arenarie) [1]: elementi quindi affatto *locali*.

Pure calcarei e calcareo-dolomitici sono alcuni ciottoli striati che ritrovai alla base di alcune incisioni artificiali, aperte lungo la carrozzabile predetta, presso la sella di S. Osvaldo (m. 837). Ivi però, come più in basso, verso Cimolais, le falde detritiche celano interamente il suolo morenico, che vi dev'essere peraltro assai diffuso.

I fianchi dei monti, massime a nord e a nord-ovest della selletta, rivelano un arrotondamento glaciale spiccatissimo. Se dalla sella predetta discendiamo nel bacino di Erto, si percorre dapprima la breve valletta del Tuora, dal fondo alluvionale piatto (Prà di Tegn) e che, per la sua forma ed il profilo, ha l'aspetto tipico d'una valle glaciale.

Nel bacino di Erto e Casso, lo sviluppo del terreno morenico è ampio e manifesto, ad onta che le falde di detrito che si stendono fra i due paesi non ne permettano in buona parte l'affiorare alla superficie. Il suolo glaciale è copiosamente diffuso sulle terrazze che si trovano sui due lati del Vajont (quivi incassato in una forra angusta e assai profonda), fino all'orlo del ripido gradino roccioso onde il bacino termina sulla valle del Piave, rimpetto a Longarone.

Il suolo morenico è composto di limo con ghiaie e ciottoli de' calcari variamente colorati del giura, di dolomia, di selce e, più raramente, di roccie eocenichе, le quali affiorano sulle sponde del Vajont e a Cimolais. Si tratta perciò di elementi

[1] L'Eocene affiora in una sinclinale fra Cimolais e Claut.

del tutto locali, mentre vi mancano affatto le roccie del bacino plavense. Dal che si può argnire che il ghiacciaio del Piave non penetrava nel bacino di Erto e Casso.

Le valli del Mesazzo e del Vajont assai probabilmente furono occupate da ghiacciai locali, almeno nel loro tratto superiore: ma non lo potei stabilire con certezza. Un ghiacciaio proprio lo ebbe però certamente la valle del torrente Zémola, che si origina ai piedi del Duranno, nella quale, in due punti diversi, ritrovai ciottoli tipicamente striati.

Tuttavia ritengo che questi ghiacciai locali non bastassero, pur confluendo fra loro, a occupare l'intero bacino di Erto e a tener fronte al ghiacciaio plavense: ma che invece il ghiacciaio Cimoliano, traboccando alla sella di S. Osvaldo, scendesse nella valle inferiore del Vajont, e, ingrossato da' ghiacciai dianzi accennati, si congiungesse col ghiacciaio del Piave innanzi a Longarone. In tal modo si viene a confermare quanto per primo aveva supposto il Taramelli [1].

R. Laboratorio di Chimica Agraria di Udine.

[1] *Op. cit.*

[ms. pres. nov. 1920 - ult. bozze 18 genn. 1921].

I GIACIMENTI MINERARII DI PREDAZZO
NELLA
SISTEMATICA DEI GIACIMENTI METALLIFERI ERUTTIVI

Comunicazione del socio prof. A. Stella

Mi sia permesso di richiamare l'attenzione dei colleghi brevemente sui giacimenti minerarii dei dintorni di Predazzo a complemento in certo modo delle notizie geologiche dateci dal presidente della Società Geologica Italiana prof. Dal Piaz su questa classica regione nella preziosa Guida Geologica per il Congresso.

Le miniere ferrifere e cuprifere di questa regione, attualmente inattive, meritano di essere riprese in esame sia scientificamente che praticamente. Io ho avuto occasione di visitarle per completare lo studio generale dei giacimenti di ferro italiani condotto sotto gli auspici della consorella Federazione Mineraria Italiana, studio che sta per essere pubblicato in volume. Ho così avuto campo di fare un po' di geologia comparata dei nostri giacimenti ferriferi italiani dall'estrema Calabria ai redenti confini del Trentino; e parmi che dal punto di vista geologico questi giacimenti racchiusi nel singolare complesso di roccie eruttive di Predazzo abbiano un alto interesse per i rapporti che essi manifestano col fenomeno plutonico che li ha generati.

È noto quanto questa complessa massa eruttiva sia fortemente differenziata; sicchè, accanto alle incostanti *monzoniti*, si hanno da un lato roccie *granitiche*, dall'altro roccie *melafiriche*, oltre alle roccie *filoniane* sia leucocrate che melanocrate che le attraversano. Ora queste masse presentano anche delle concentrazioni metallifere interessanti, le quali hanno sede, sia

in piene roccie eruttive, sia nella classica loro zona di contatto coi sovrastanti calcari del trias.

In queste zone calcari altamente marmorizzate oltre ai ben noti minerali cristallini cari ai mineralogisti, noi troviamo anche masse metallifere notevoli, sebbene non abbastanza importanti dal punto di vista minerario. Sono prevalentemente masserelle di magnetite e di pirite, talora con pirrotina.

Ai Monzoni conosciamo masse di magnetite sopra la cava del marmo di Vallone Piz Meda a contatto con monzonite; e nel susseguente Toal di Allochet zonature di pirite e pirrotina in contatto di monzonite passante a pirossenite. Anche più a sud cioè verso M. Mulat trovai nell'alto Toal Lazarè sotto Costa Viezzena masserelle di magnetite con mosche di pirite pure presso il contatto, e sopra Predazzo magnetite con pirite ai Canzacoli, sempre in contatto con monzonite.

Ma poi dentro alla massa delle roccie eruttive troviamo concentrazioni metallifere molto più importanti, che per lo addietro hanno dato luogo a coltivazioni minerarie, sono cioè la miniera di ferro di Piz Meda ai Monzoni; e sui versanti SE e SO de M. Mulat la miniera pure di ferro di S. Maria di Viezzena e quella di rame della Bedovina.

Dirò di queste miniere quanto ci interessa dal punto di vista geologico rimandando per maggiori particolari sulle miniere del ferro alla mia pubblicazione speciale sopra accennata, e per quella del rame ai dati esposti dal colonn. dott. A. Pelloux nella sua nota sulla « Miniera Italiana », anno 1919, n. 3.

* * *

La *miniera di Piz Meda* ai Monzoni è la più vicina alle roccie calcari del gruppo; e sebbene i calcari sieno alla miniera stati asportati dall'erosione, la immediata vicinanza del loro contatto originario è bene attestata da intreccio di zonerelle marmoree col minerale. Il minerale è magnetite che si è concentrata in un piccolo ammasso al bordo di quelle roccie monzonitiche presso il limite coi melafiri che seguono a ovest. Ivi la monzonite diventa alquanto disgregabile, ricca in prodotti di

alterazione viriditici, e tutta venata di calcite, sì da assumere aspetto simile ad una oficalce.

Anche la *miniera di S. Maria di Viezzena*, più importante della precedente, è essenzialmente un ammasso raddrizzato di magnetite con sporadiche mosche di pirite: e anch'esso si sviluppa al bordo della massa monzonitica del M. Mulat presso il limite di essa colla massa melafirica che segue a ovest e che qui si presenta sottostante alla monzonite coll'intermezzo di una zona schiettamente sienitica. Il contatto col calcare è di poco superiore, esso si vede poco oltre nell'alto circo di Viezzena alle cave del marmo. Il minerale non è veramente di pura magnetite, chè anzi è alquanto eterogeneo per intreccio minuto di parti sterili o povere litoidi.

Queste parti litoidi si rivelano al microscopio come una tipica « pirossenite » con punteggiature di magnetite: questa ultima diventa assolutamente predominante nelle parti ricche, cosicchè il nostro « minerale di ferro » ci presenta uno dei casi relativamente rari di segregazione magmatica; esso non è altro che una roccia ultrabasica altamente magnetitica. Rimane il dubbio se questa massa ferrifera sia il risultato di una diretta « segregazione magmatica » in situ nel senso del Vogt, o non piuttosto una iniezione *diamagmatica* da regioni più profonde nel senso del Siögren. Quest'ultima ipotesi si accorderebbe meglio con la constatazione, che la massa mineralizzata, scendendo dal superiore affioramento in basso là dove s'immerge sotterraneamente, abbandona il contatto anzidetto fra le due roccie ed è invece fiancheggiata da ambi i lati dalla sienite; indi proseguendo nel sotterraneo ancora poco accessibile della miniera sembra si trovi prevalentemente nella roccia melafirica la quale è qua e là fortemente piritosa.

* * *

Caratteristiche affatto differenti presenta la *miniera cuprifera della Bedovina*; che si sviluppa dalla banda opposta della anzidetta massa melafirica del M. Mulat verso l'altro suo contatto colla monzonite. Qui il giacimento è tutto incluso nella roccia basica che ha carattere più schiettamente porfiritico, e

segue, risalendo lungo il massimo pendio del monte, una stretta lunga striscia parallela ad un filone molto raddrizzato di « porfido eleolitico » liebeneritizzato che separa verso ovest il melafiro dalla monzonite. Lungo questa striscia (tutta intaccata da lavori minerarii) la mineralizzazione cuprifera si presenta molto singolare; essa è duplice, e cioè si ha calcopirite e pirite più o meno cuprifera in mosche e lenticciuole nella pasta porfiritica; ma si hanno quei solfuri anche sparsi più o meno abbondantemente per entro a numerose vene pegmatitiche costituite, oltre che di feldispato e quarzo, di clorite, tormalina, apatite, scheelite e calcite, vene che appaiono in fitti reticolati dalla tinta rosata su fondo nero della massa rocciosa. La scheelite è qua e là abbastanza abbondantemente diffusa sì da far nascere il problema della utilizzazione di questo minerale di tungsteno; anche la tormalina è spesso abbondante e, in aggregati fibroso-raggiati, invade anche la massa porfiritica, ove è talora accompagnata da qualcuno degli altri minerali nominati.

Con questo fatto va messo in rapporto l'altro fatto notevole, della presenza straordinariamente frequente di geodi e noduli pegmatitico-tormaliniferi, talora con calcopirite, per entro alla massa del granito rosso che costituisce la base del M. Mulat e che passa oltre l'Avisio là dove sono aperte cave presso Mezzavalle.

Qua dunque alla Bedovina si ebbero evidentemente azioni pneumatolitiche e anche pneumoidatogene che hanno indotto la migrazione e concentrazione cuprifera lungo quella specie di camino o filone diamagmatico ove troviamo associati coi minerali solfurati i minerali boriferi, fluoriferi, volframiferi, carbonatici e silicatico-idrati a testimoniare le azioni altamente mineralizzatrici legate per certo a quelle che più sotto si manifestano nel granito.

* * *

Riepilogando le nostre osservazioni noi vediamo l'alto interesse che presentano questi giacimenti minerarii di Predazzo come il prodotto della concentrazione di masse metallifere avvenuta durante e dopo il complesso fenomeno di consolidamento di queste masse eruttive così fortemente differenziate.

Le concentrazioni ferrifere principali vennero a localizzarsi perifericamente alle masse monzonitiche di M. Mulat e dei Monzoni segregandosi lungo la fascia di contatto fra esse e le roccie melafirico-porfiritiche, mentre masse minori ferrifere si deposero « metasomaticamente » nella zona di contatto dei calcari colla monzonite. D'altra parte si ebbero concentrazioni cuprifere di carattere che si può dire « pneumo-magmatico » lungo una striscia periferica della massa melafirica di M. Mulat presso il suo contatto colla monzonite.

A completare il quadro dei fenomeni metallogenici di Predazzo sarebbe interessante uno studio particolareggiato delle nteressanti zone piritose e piritoso-quarzose di Dosso Cappello e M. Malgola che ci mostrano il passaggio a fenomeni metallogenici di carattere più schiettamente idrotermale.

Torino, Scuola di Ingegneria Mineraria, settembre 1920.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 19 febbr. 1921].

RISULTATI SOMMARI DI UNO STUDIO SUL GLACIALE DEL BACINO DEL FELLA E DELL'ISONZO

Comunicazione del socio A. Desio

Dalle escursioni iniziate al principio dello scorso anno nella Valle di Resia, ho potuto ricavare alcune conclusioni che furono in parte confermate da successive osservazioni in Val Uccea, in Val Torre e nella media Val Isonzo, e che riferirò brevemente insieme con alcune altre fatte nel corrente anno in Val Raccolana ed in Val Dogna.

I problemi principali, che mi ero proposto di risolvere, sono i seguenti:

Nella Valle di Resia:

1° esame delle morene di S. Giorgio, situate circa al terzo inferiore della valle, per stabilire se realmente sono state deposte da un ghiacciaio locale del Canin, riferito dal Brückner allo stadio di Buhl, o se appartengono al ghiacciaio würmiano del Fella;

2° se vi fu congiunzione tra il ghiacciaio del Fella e quello dell'Isonzo attraverso la sella di Carnizza (m. 1101);

3° se, analogamente, il ghiacciaio della Val Raccolana e quello della Val Seebach comunicavano attraverso il passo di Nevea (m. 1195);

4° se il ghiacciaio della Val Seisera defluiva nella Val Dogna attraverso il passo di Somdogna (m. 1398).

Problemi consimili si presentano nello studio del glaciale dell'alta Val Fella e dell'Aupa, che ho intenzione di compiere prossimamente. Dal complesso poi di tutte le osservazioni, era mio intendimento di vedere se esistono avanzi glaciali di età diverse in rapporto con quelle dell'anfiteatro morenico del Ta-

gliamento, di stabilire l'estensione dei ghiacciai e le eventuali relazioni tra loro, e, nel contempo, di determinare il limite altimetrico delle nevi durante le fasi glaciali e gli stadî post-glaciali.

Il primo problema fu risolto sino dalle prime escursioni, poichè la morena di S. Giorgio, attribuita dal Taramelli [1], dal Tellini [2] e dal Brückner [3] ad un ghiacciaio stadiale del Canin, non poteva invece venire deposta che da una digitazione di quello del Fella, dato che in essa si riscontrano numerosi ciottoli di roccie paleozoiche dell'alta Val Fella e del Nassfeld. Altre numerose morene deposte sino alla testata della Val Resia offrono gli stessi caratteri della precedente e rappresentano in parte morene di fondo, in parte di sponda, a seconda della loro elevazione.

Un'altra questione interessante, collegata colla precedente, era quella di determinare l'età di alcuni banchi di conglomerato, tenacemente cementato, che affiorano in vari punti della valle. Dalle osservazioni sino ad oggi eseguite, si può affermare con certezza che buona parte di essi sono anteriori all'ultima glaciazione, come lo dimostra la successione dei terreni allo sbocco del R. Barman, ove le morene würmiane sono sovrapposte ai conglomerati, e credo si possano attribuire all'ultimo interglaciale. La questione però non si può dire risolta sino a che non avrà la conferma nelle valli attigue.

Il secondo problema trovò pure una rapida soluzione nella presenza di morene, in parte cementate, lungo tutta la Valle di Uccea sin presso la sella di Carnizza e di erratici lungo la valletta che dalla suddetta sella porta al R. Barman e di là al T. Resia. Quindi l'estensione assegnata dal Brückner alla digitazione del ghiacciaio dell'Isonzo nella Val Uccea va aumentata, e non solo lungo questa valle, ma anche oltre la sella di Tanamea, ove il suddetto autore ne poneva la fronte, poichè tanto in Val Mea quanto nell'alta Valle del Torre si rinvengono erratici e morene.

[1] Taramelli T., *Dei terreni morenici ed alluvionali del Friuli*, Annali del R. Ist. Tecn. di Udine, 1874.

[2] Tellini A., *Da Tarcento a Resia*, In Alto, anno II, 1891.

[3] Penck e Brückner, *Die Alpen im Eiszeitalter*, pag. 1016.

Nella Valle di Raccolana i depositi morenici si incontrano poco prima del suo sbocco, mentre nel suo tratto medio e superiore le frane e le falde di detrito ricoprono i fianchi dei monti nascondendo così i depositi anteriori; le morene però riappaiono alla sella di Nevea che forma lo spartiacque tra la Valle di Raccolana e quella di Seebach. Anche qui si presenta il problema della loro età; da quanto fino ad ora ho potuto osservare, sembra vi si possano riconoscere traccie di due espansioni dei ghiacciai, poichè al di sotto delle morene fresche superficiali, che non è escluso però possano appartenere ad uno stadio post-glaciale, giacciono dei conglomerati che ritengo in parte glaciali, in parte alluvionali ed in parte, specialmente verso i pascoli del Montasio, di frana. Nella valle di Raccolana non trovai roccie caratteristiche dell'alta Val Fella, del Nassfeld o della Val Seebach, che invece sono diffuse nella Val Resia ove, al di sopra della catena spartiacque M. Staulizze-M. Posar, traboccava il ghiacciaio del Fella. Ciò indurrebbe a pensare che non vi fosse stato movimento di ghiacci attraverso la sella di Nevea; però credo utile, prima di venire ad una conclusione definitiva, di esaminare ancora più scrupolosamente i depositi morenici, tanto più che, data la relativamente scarsa elevazione della sella, non pare probabile che sia rimasta affatto sgombera di ghiaccio.

Infine, per ciò che riguarda la Valle di Dogna, non vi mancano depositi morenici, però raramente costituiscono dei veri accumuli di materiale, mentre invece formano per lo più delle leggere fasce, in qua e in là smembrate dall'erosione. La presenza di porfidi, disseminati sin quasi alla testata della valle, ed i loro affioramenti nella Val Seisera, dimostrano come non solo attraverso la sella di Somdogna passasse un ghiacciaio, ma che questo fluisse dalla Valle Seisera in quella di Dogna.

Le ulteriori osservazioni saranno dirette a meglio chiarire alcune delle questioni or ora accennate ed a determinare se vi fu deflusso di ghiaccio attraverso il passo del Predil.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 6 dic. 1921].

INTORNO A SUPPOSTI CARREGGIAMENTI NELLE ALPI VENETE

Comunicazione del socio prof. MICHELE GORTANI

In una nota pubblicata durante la guerra (e della quale, per le mie diverse occupazioni di allora, solo più tardi ho avuto notizia) il prof. Gaetano Rovereto ha avanzato la supposizione che in più luoghi « una falda di ricoprimento antica abbia ripreso il suo movimento, a seguito del continuato sollevamento del rilievo montuoso, e che siasi più o meno comportata come una frana gigantesca » [1].

Di tale fenomeno, che egli chiama *carreggiamento continuato*, pare a lui di trovare un evidente esempio « nella falda che interessa i terreni miocenici del Veneto, i cui anormali rapporti con l'eocene, e con gli altri terreni più antichi, erano in passato spiegati con una faglia, ed ora lo sono con una piega-faglia ». « Abbiamo colà l'eccezione — egli prosegue — che gli strati miocenici, a vece di coprire, non piegati, la base del sistema alpino, sono in questo incuneati profondamente; e formano un ristretto sinclinale, in varie foggie pressato, sino ad essere in qualche tratto ricoperto dalla serie del mesozoico e dell'eocene. In ciò mi pare fondato trarre la supposizione, che il mare miocenico abbia troncato una falda di ricoprimento, e che questa in seguito, per l'innalzarsi del rilievo alpino, siasi posta in movimento, e che, premendo sui nuovi depositi contro di essa accumulati, gli abbia piegati in sinclinale: continuando lo spostamento, la falda passò parzialmente su di essi, rigurgitando in contropendenza dal suo piano di carreggiamento » [2].

[1] Rovereto G., *Sulla nozione del carreggiamento continuato*, Rend. R. Acc. Lincei, ser. 5, XXVI, 1° sem., pag. 495-98, Roma, 1917.

[2] Rovereto G., *Op. cit.*, loc. cit., pag. 497.

In una nota successiva, venendo anche ad alcuni particolari riguardanti il Veneto occidentale, ribadisce gli stessi concetti, ritenendo ormai dimostrato « che qui si sono avuti dei movimenti postumi; che una orogenesi attenuata, comprendente come più recente termine gli strati pontici, interessò per lo meno due anticlinali e un sinclinale preesistenti, i quali tornarono a inflettersi e si convertirono in *ripieghe;* che una falda di carreggiamento si rimise in movimento; che si produsse un nuovo sinclinale perimetrale a spese dei terreni neogenici » [1].

Cotesta è certamente una spiegazione dei fatti osservati. È la sola possibile? è verosimile? è necessaria?

Notiamo anzi tutto che la faglia o piega-faglia, a cui il prof. Rovereto accenna come a una precedente interpretazione, interessa soltanto alcuni dei più interni affioramenti miocenici. L'autore, nuovo alla regione veneta, ha evidentemente creduto coincidenti la piega-faglia periadriatica e il rovesciamento pedemontano, che però la lettura del lavoro fondamentale di O. Marinelli [2] gli avrebbe molto chiaramente dimostrati ben distinti e l'uno interno, l'altro esterno rispetto alla catena marginale delle nostre Prealpi.

Per la regione bellunese e bassanese lascio la replica all'amico prof. Dal Piaz. Per ciò che riguarda le Prealpi Giulie, le accurate sezioni geologiche del Marinelli non soltanto spiegano perfettamente ogni particolarità tettonica senza ricorrere a carreggiamenti, ma anzi bastano per escludere l'ammissibilità di questi ultimi, tanto è semplice il motivo della piegatura, tanto ben radicati si presentano tutti i terreni. Da nord a sud si succedono: un fascio di pieghe con direzione est-ovest, rovesciate verso nord, interessanti esclusivamente i terreni secondari (salvo i lembi eocenici, per me trasgressivi, di Uccea e del M. Plauris); la piega-faglia periadriatica, pure diretta da occidente a oriente, che rompe terreni secondari ed eocenici, quelli accavallati su

[1] Rovereto G., *Influenza morfologica dei movimenti postumi sull'area dell'Italia*, Nota II, Rend. R. Acc. Lincei, ser. 5, XXVII, 1° sem. pag. 446-49, Roma, 1918.

[2] Marinelli O., *Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento*, Pubbl. R. Ist. Studi Sup. in Firenze, 1902; cfr. anche lo schizzo orotettonico a pag. 128.

questi; la serie delle ellissoidi cretacee; infine il rovesciamento pedemontano, per cui la gamba meridionale delle ellissoidi, fortemente pressata contro i terreni eocenici curvati in sinclinale, giunge non di rado a sovrapporvisi con un parziale ribaltamento. Nelle Prealpi Carniche la tettonica non è ancora completamente nota; si sa però che vi si continuano tanto il fascio settentrionale di pieghe, quanto la piega-faglia periadriatica e la serie delle ellissoidi cretacee e il rovesciamento pedemontano; con la differenza che insieme all'eocene è curvata anche la formazione miocenica, quivi presente e mancante invece, per quanto è noto, a oriente del Tagliamento. Una sezione condotta per esempio sulla linea Villasantina-Clauzetto darebbe la stessa successione di terreni e di motivi tettonici delle Prealpi Giulie, con l'aggiunta della serie miocenica sovrapposta all'eocenica e con essa curvata nel rovesciamento pedemontano. Più a occidente, qualche lembo miocenico interno, nettamente distinto però dagli esterni, è impigliato nella piega-faglia periadriatica, sempre assieme all'eocene, col quale conserva i più normali rapporti. Alcune particolarità della giacitura sono poi dovute alla trasgressività così dei terreni cretacei come degli eocenici.

I vecchi metodi e motivi della tettonica classica bastano dunque a spiegare perfettamente le particolarità strutturali delle Prealpi Friulane. E poichè la natura è essenzialmente semplice nei suoi mezzi e nelle sue manifestazioni, la spiegazione più semplice, che dia ragione di tutti i fatti, deve sempre essere la preferita.

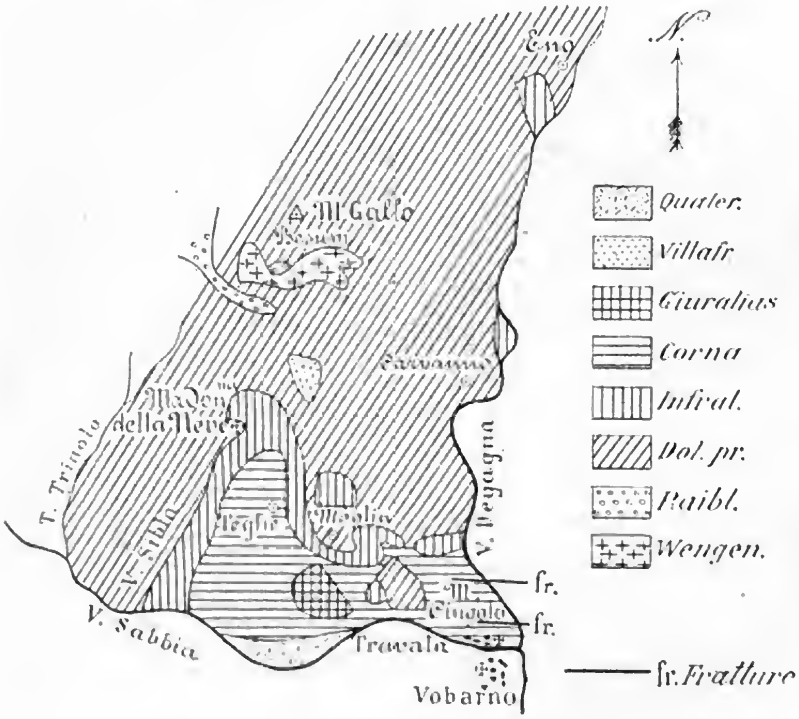
Ma nelle nostre Prealpi abbiamo anche condizioni di fatto che si oppongono nettamente a una interpretazione della tettonica secondo la teoria dei carreggiamenti. Il prof. Rovereto non ha finora indicato quale sarebbe precisamente la falda carreggiata e dove sarebbero le sue radici; notiamo però che dalle sue parole, non potendo scindere in zone autoctone e non autoctone una fascia così ristretta e così omogenea, dovrebbe supporsi carreggiata l'intera zona dolomitica, se badiamo alla piega-faglia come limite meridionale, ovvero l'intera zona delle ellissoidi cretacee se diamo la prevalenza al rovesciamento pedemontano che l'autore, come si è detto, sembra ritenere coincidente con la piega-faglia. Ora, poichè si parla di una ripresa

del movimento di una falda carreggiata verso sud, dovremmo cercare a nord le radici della falda stessa; ma a nord non abbiamo, in tutte le Alpi Carniche, terreni cretacei e neppure i terreni giuraliassici che fanno parte della zona dolomitica. Per di più è così regolare la serie delle pieghe prealpine, è così stretta la loro connessione con le pieghe alpine, manca così totalmente qualsiasi fenomeno che si possa interpretare come distacco della zona dolomitica prealpina dalla zona alpina, o comunque come partenza di una falda carreggiata, ed è così evidente l'impossibilità di applicare al nucleo alpino carnico la teoria dei carreggiamenti, che dobbiamo concludere non essere suscettibile di progresso scientifico alcun tentativo di estendere alle catene venete i procedimenti e le ipotesi di cotesta teoria [1].

[1] Conclusione non molto dissimile fu esposta pochi anni or sono, per le Alpi Orientali in genere, dallo Schwinner (*Die Anwendung der Deckentheorie an die Ostalpen*, Geol. Rundschau, V, pag. 95-112 e 253-88, Leipzig, 1914; *Dinariden und Alpen*, Geol. Rundschau, VI, pag. 20, Leipzig, 1915), principalmente in sede di replica ai lavori del Kober (*Ueber Bau und Entstehung der Ostalpen*, Mitt. Wien. geol. Ges., V, pag. 368, Wien, 1908; *Alpen und Dinariden*, Geol. Rundschau, V, pag. 175, Leipzig, 1914). E il Heritsch (*Sammelreferat über die Karnischen Alpen*, N. Jb. f. Min. etc., 1915, II, pag. 248) ha d'altra parte già fatto giustizia, in poche parole, dell'ipotesi avanzata dal Tilmann (*Ueber den tektonischen Charakter des Paleozoicums der Karnischen Alpen*, Geol. Rundschau, II, pag. 114, Leipzig, 1911), che la formazione carbonifera delle Alpi Carniche sia una falda di carreggiamento: ipotesi così evidentemente assurda, anche per chi conosca appena i luoghi, da potersi citare come un ammonimento a non interloquire in materia di tettonica senza aver prima visitate le località e studiati i lavori dei predecessori.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 20 febbr. 1921].

rovesciata fino all'infracreta, sulla quale, ad es., poco sopra la Fornace, posa la corna; e la corna forma la copertura generale, tratto tratto erosa, e in modo che l'infralias e la dolomia, soprastanti originariamente — pel fatto tettonico — alla corna, oggi non ci sono più perchè asportati. Probabilmente è dolo-



mia di copertura quella che alla suaccennata Fontana va sopra all'infralias; ed è dolomia in posto quella che a Casa Bombino sta immediatamente sotto la corna. Per me dunque Rio Molinello più che semplice linea di frattura è linea di discordanza dovuta al fatto per cui l'ala SO della sinclinale — ala d'anticlinale per altro verso — si è piegata e rovesciata a N-NE, in modo che la formazione dell'ala rovescia o capovolta forma l'inversione delle rocce, e la corna, come roccia più facente presa alla spinta e più resistente all'erosione, è rimasta a copertura di tutte le rocce più recenti, le quali fanno capolino di sotto la corna pel fatto della erosione di essa, operata dai tre Rii: Stirne, Molinello e V. Canali. Il conglomerato vil-

lafranchiano — tale lo ritengo ancora — a NE di Madonna della Neve è locale, autoctono, e dovuto alla fratturazione ed allo sfacelo della roccia di copertura di M. Besum a NE di Provaglio sopra; la quale copertura è formata non di solo esino, ma anche dal wengen, dal raibl e dalla dolomia. Besum va studiato in seguito, in rapporto alle radici delle sue rocce di copertura e per vederne la estensione di essa. Così quando avrò fatto le visite che mi occorrono, forse mi risulterà che la dolomia di M. Gallo (m. 1136) è dolomia di copertura in rapporto a quella già notata di M. Besum (m. 1118).

Così a Carvanno la roccia nera, prima segnata infralias, è invece con sicurezza dolomia scistosa e selciosa, ed abbiamo a Carvanno i tre piani della dolomia, cioè nera, tufacea e bianca. C'è l'infralias, ma in basso a Cecino di Degagna. Da Vobarno a Teglie abbiamo sinclinale; a monte di Teglie l'anticlinale il cui asse sarebbe la dolomia, e ad Eno si avrebbe la sinclinale sulla cui ala N si adagia l'infralias.

Altre cose importanti mi rimangono a rivedere ed a correggere, ma di queste dirò in seguito; giacchè la zona di Provaglio e Treviso, il M. Castello e il M. Colmo meritano uno studio a parte.

* * *

Compiute, nei dintorni di Moglia, ultime gite di studio dopo le prime bozze, devo ora fare le necessarie aggiunte e correzioni. Rivisitai, per accertarmene, la frattura di V. Canali fra Teglie e Dosina, ma un cumulo enorme di dolomia franata copre ora totalmente il punto di contatto fra la dolomia e la corna. Ad ogni modo può trattarsi di solo scorrimento di dolomia contro la corna.

Una frattura che constatai più tardi è quella che sopra C. Fuciua in V. Degagna attraversa il Cingolo con decorrenza EO, e quella che passa a S di Poersa è pure con decorrenza EO fra la corna e l'infralias, e non è per tale frattura ma per altro fatto che a Poersa la fascia infraliasica si discontinua mettendo con evidenza, come già notai, la dolomia a contatto con la corna.

Dissi già che la dolomia di M. Cercine è di copertura e come tale sta sopra l'infralias venente da Dosina, e ciò man-

tengo correggendo però che l'infralias non giunge nel letto di Rio Molinello.

Tra C. Bombino e la strada Moglia vidi una formazione policroma che pare dolomia pr. immergersi sotto la corna, e ora ritengo che più che dolomia sia il calcare rosato del lias e quelle brecce devono rappresentare il piano di scorrimento della corna.

Tra la Travata e il Cingolo una zolla arida dinota la presenza della dolomia che si vede evidente addossata al Cingolo ed evidentissima nello scavo della nuova galleria.

E così, la tettonica a falde di copertura e alcuni ciottoli infraliasici da me constatati poco sopra ed a S di C. Travata fanno evidentemente ritenere, per quanto non segnato sulla cartina, una fascia di infralias copertura tra la dolomia accennata e la corna di M. Cingolo. Il quale M. Cingolo coi suoi strati spostati, rialzati, quasi rovesciati sulla cresta N dimostra, per me, che la fascia di corna, formante la parte superiore e coprente il medolo, è in rapporto con la falda di copertura dei dintorni di Moglia. Questa falda importa le formazioni dalla dolomia principale alla infracreta. Data la dolomia tra la Travata e il Cingolo, non è la sola corna rimasta a formare la falda con erosione della dolomia e dell'infralias, ma anche la dolomia e l'infralias, e per l'erosione abbiamo sotto Moglia formazioni in substrato.

Data quindi la falda le cui radici sono dal T. Trinolo in giù, R. Molinello è linea non di frattura ma di discordanza.

Detta falda data, secondo me, dall'oligocene. A Carvanno abbiamo, sì, i tre piani di dolomia, ma non sono in serie cronologica, essendochè, ad es., la dolomia nera è frammischiata a quella a *Gervillia*.

Brescia, Concesio, dicembre 1920.

[ms. pres. 10 sett. 1920 - ult. bozze 20 febbr. 1921].

Vol. XXXIX. 1 agosto 1920. Fasc. 1-2.

BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ GEOLOGICA

ITALIANA

Vol. XXXIX (1920)
fasc. 1-2
(Atti pag. I-XL; Mem. pag. 1-140)

U. S. GEOLOGICAL SURVEY
SEP 1 1920
LIBRARY

ROMA
TIPOGRAFIA DELLA PACE E. CUGGIANI
35 — Via della Pace — 35
1920

PUBBLICAZIONE QUADRIMESTRALE

☛ I reclami per il mancato ricevimento di un fascicolo devono essere fatti appena ricevuto il successivo.

INDICE

DELLE MATERIE CONTENUTE NEL FASCICOLO 1-2.

Atti della Società.

PAG.

Consiglio direttivo per l'anno 1920 III
Elenco dei Presidenti e delle sedi delle adunanze generali estive IV
Elenco dei Soci:
Soci onorari . . . . . »
Soci perpetui . . . . . »
Soci residenti in Italia V
Soci residenti all'estero XIV
Resoconto dell'adunanza straordinaria del 7 marzo 1920 . XVII
Resoconto dell'adunanza ordinaria del 18 aprile 1920 . . XX
Appendice:
BELLINI R. — *Nota sui materiali vulcanici di Capri.* XXIX
FRANCHI S. — *Di un'eclogite in filoni nella lherzolite dei dintorni di Voltaggio* XXXII
CLERICI E. — *Sulle marmitte nel tufo al fosso della Mandriola presso Roma* XXXV
SABATINI V. — *Le marmitte di erosione di Montecristo.* XXXVII
TARICCO M. — *Rinvenimento di* Dictyonema *nel Cambriano della Sardegna* XXXIX

Memorie e Note.

PAG.

ROVERETO G. — *Studi di Geomorfologia argentina* (Tav. I-III) 1
FRANCHI S. — *Tipi di roccie sodalitiche e melilitiche in scorie di forni da vetro presso Sestri Ponente* 50
SILVESTRI A. — *Fossili rari o nuovi in formazioni del Paleogene* (Tav. IV) 57
VERRI A. — *Notizie geologiche sul Colle Capitolino* . . . 81
PRINCIPI P. — *Ittiofauna fossile dell'Italia centrale* (Tav. V). 85
SACCO F. — *Il glacialismo nel gruppo del M. Emilius (Valle d'Aosta)* 111
PORTIS A. — *Elenco delle specie di Cervicorni fossili in Roma e attorno a Roma* 132

STUDI DI GEOMORFOLOGIA ARGENTINA

Nota del prof. G. Rovereto

IV.

LA PAMPA

(Continuazione e fine) [1]

(Tav. I, II, III).

Influenze delle condizioni paleoclimatiche sulla origine e la accumulazione dei terreni caratteristici. — I terreni della Pampa aventi caratteristiche dovute a condizioni paleoclimatiche sono: la laterite, varie sorta di loess, di arene desertiche e steppiche, di alluvioni fluviali e fluvio glaciali, di depositi palustri e lacuali. Essi si sono accumulati per un notevole spessore, e per una enorme distesa comprendente gran parte del territorio argentino.

La *laterite*, e con più estensione la *pseudo-laterite*, vanno producendosi tuttavia nella regione tropicale del settentrione, e ho potuto studiarle nel territorio di Misiones e nel Paraguay centrale, dove, il suolo eolico, col diminuire della latitudine, a grado a grado vien sostituito da quello di decomposizione tropicale, chimicamente caratterizzato dalla presenza di allumina libera, idrata, nelle lateriti tipiche, e da una forte ossidazione degli elementi ferruginosi ancora nelle tipiche e nelle altre.

Le roccie feldispatifere di tali regioni, massime le melafiriche, sulle quali la laterite tipica raggiunge più di un metro di spessore, per asportazione perdono quasi del tutto la silice, quella che rimane è silice libera, mentre il ferro passa allo stato di sesquiossido; a loro volta questi due prodotti dànno

[1] Ved. questo Bollettino al vol. XXXIII (1914).

luogo a composizioni silicee calcedoniose, e col concorso della circolazione superficiale, ad ammassi e rivestimenti di minerale limonitico; l'allumina libera e idrata produce nel contempo straterelli di idroargillite [1].

Nelle rocce silicee, in particolar modo nelle arenarie cretacee, il fenomeno si limita a una disaggregazione, alla ossidazione dei composti ferrosi, a nuove cementazioni operate da questi, cementazioni che si verificano persino nei monticini conici accumulati dalle termiti: sono queste le pseudo-lateriti (tav. III, fig. 2ª).

Il materiale limonitico delle lateriti prende nel Paraguay il nome di *piedra tacuarú*, e secondo analisi pubblicate dal compianto geologo francese Fouroux, che lasciò la vita esplorando il territorio di Misiones, contiene da 26,68 a 43,86 di anidride silicica, da 1,99 a 12,74 di allumina, da 18,32 a 53,10 di perossido di ferro, più tracce di calce e di manganese [2].

Il Paraguay è inoltre coperto dalla foresta subtropicale (ved. p. I, fig. 13) e tropicale, la quale contribuisce a determinare uno speciale dilavamento, con l'accumulazione di un suolo nero, ricco di humus, in depressioni allungate, a lentissimo scolo, e quindi quasi sempre pantanose. Dove per cause varie, non precisabili per chi osserva alla superficie, la foresta manca, si hanno le *sàvane* (da un vocabolo spagnuolo che nel suo significato più comune vuol dire *lenzuolo*), alle quali sono collegati i migliori campi pastorizi, detti *barreros* (da *barro*, fango).

Nel recente lavoro sulle savane del Buscalioni [3] vi sono parecchi accenni al territorio argentino, i quali non si accordano con le

[1] Ho riscontrato a Dakar sulle coste del Senegal, nelle falesie sul mare, che il minerale limonitico, la idroargillite, la terra ferruginosa lateritica formano, in straterelli alternati e in lenti irregolari, l'insieme di un cappello, su roccia vulcanica, potente qualche diecina di metri: ciò non si accorda in tutto con quello comunemente asserito dagli autori sulla natura e l'origine della laterite, onde è certo che il fenomeno merita ancora di essere studiato, non solo in laboratorio, ma anche sul terreno.

[2] Fouroux A., *Reconocimiento geológico del territorio de Misiones*. An. Minist. Agr. Secc. Geologia, vol. I, n. 2; 1904.

[3] Riv. Geogr. Ital., vol. XXV, 1918.

nostre osservazioni. Sopratutto non ci pare esatto che possa dirsi esservi un *pampas nordico* (sic) e Gran Chaco cui la mancanza di scolo conferisce l'aspetto di steppa-savana, perchè nelle regioni dove i fiumi cessano si ha la steppa la più tipica; che la *formazione pampeana* di Roth sia argillosa, perchè in realtà la distinzione del Roth è un guazzabuglio che comprende tutti i loess; che le savane siano coeve ai grandi sollevamenti tettonici, poichè questi sono antichi, e delle savane è già molto se si può argomentare a cominciare dal quaternario più superiore. Nè possiamo ammettere che i fossili segnalati dal Lund nelle caverne del Brasile, e quelli della formazione pampeana di Roth, riuniti, provino un antico regime di savane, perchè fra le due faune corrono differenze grandissime. È poi un errore dire che i *Mylodon*, i *Scelidotherium*, i *Glyptodon*, i *Priodontes*, ossia due gravigradi, un gliptodontide e un dasypode, siano gli antenati terziari e quaternari dei bradipi, dei tamandua, dei pangolini, che sono rispettivamente un tartigrado, un vermilingua americano e un vermilingua africano, i quali hanno nel quaternario e nel pliocene i loro diretti ascendenti.

Le lateriti si riscontrano nel Paraguay Meridionale in località dove più non si originano, poichè osservansi a cappello di piatti rilievi residuali del generale spianamento, oppure trovansi, e il fatto è allora più suggestivo, alternate con strati di loess. Evidentemente, siamo in una zona dove il clima umido e caldo, tropicale, si è a seconda delle vicissitudini del clima quaternario, ora avanzato ora ritratto di contro al clima secco della zona temperata. Lo stesso fatto si è già osservato in India (ved. fig. 1ª).

Il loess è oggigiorno prodotto nella regione della Pampa solo in quanto è rimaneggiamento del già esistente. Se ne osserva per tal modo di quello contenente i resti dei pasti e le armi di carattere moderno delle tribù indiane; e questo rimaneggiamento può essersi verificato a varie riprese, e con variabile intensità; però l'origine del loess primitivo si deve attribuire a delle condizioni climatiche in maniera essenziale differenti dalle attuali.

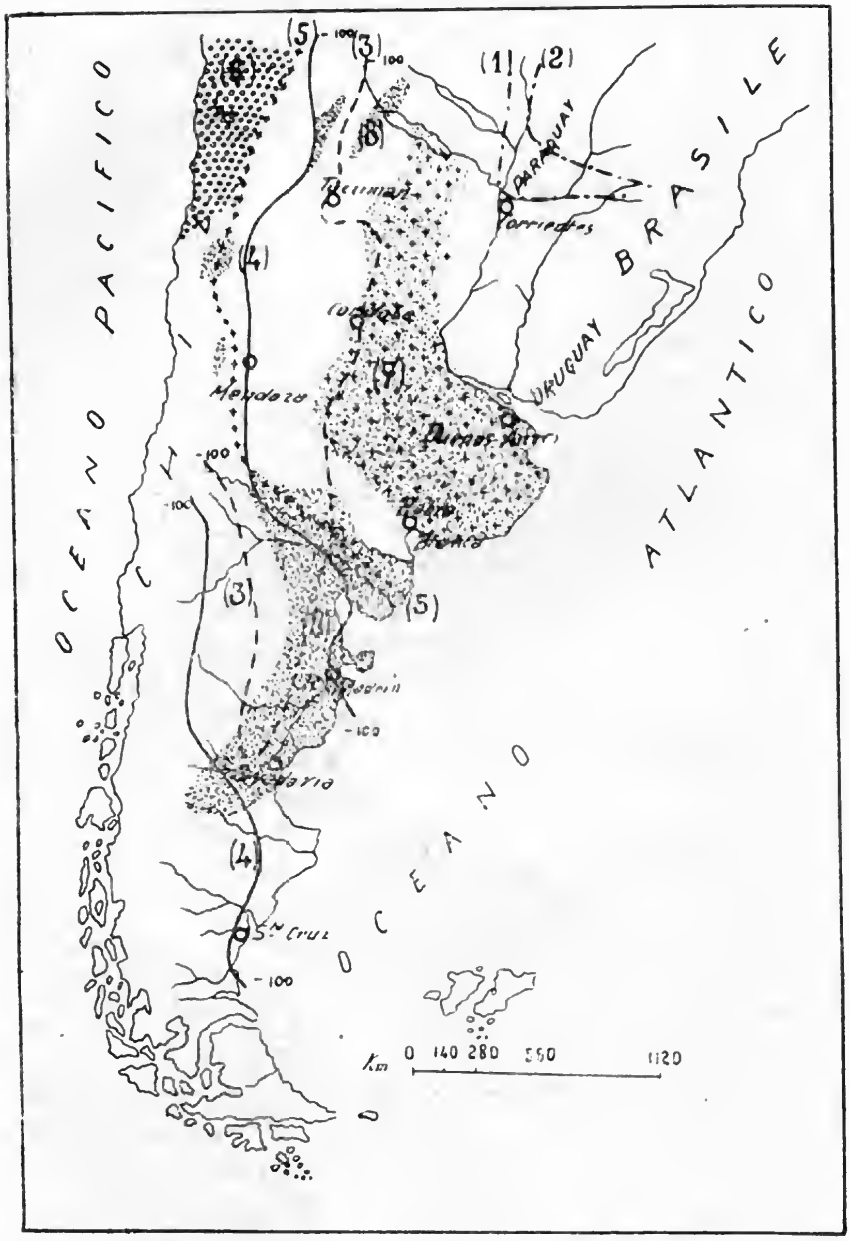


FIG. 1.ª — Derivazioni da condizioni paleoclimatiche:

1. Limite meridionale della laterite quaternaria. — 2. Id. della laterite attuale. — 3. Id. della zona attuale delle piogge a — 100 mm. durante la stagione secca. — 4. Id. durante la stagione piovosa. — 5. Limite occidentale-meridionale della steppa loessica quaternaria e pliocenica. — 6. Zona desertica attuale. — 7. Estensione approssimata dell'*erg* tarijense (quatern. inf.). — 8. Id. dell'*erg* rionegrense (plioc. inf.).

Il loess più antico [1], al quale logicamente bisogna risalire per spiegare l'origine del terreno loessico, appartiene all'araucano, ossia al pliocene. Sui primi di questo periodo, durante il rionegrense [2], esisteva un deserto sabbioso, di cui sono vestigia le arenarie azzurre da me scoperte fosfatiche in Valdéz, e che si estendeva, come è indicato nella cartina (fig. 1ª), su gran parte della Patagonia settentrionale, oltrepassava il Rio Negro, e per estesi tratti toccava le rive del Rio Colorado. Più a nord, in tutta la vera Pampa, ne mancano le tracce, e si hanno invece delle arenarie rosse con elementi loessici, nelle quali il Doering avrebbe pure riconosciuto degli elementi laterici che ne formerebbero il cemento [3].

Tramutatosi il clima alquanto in più umido, ma la elaborazione eolica avendo continuato, si ebbe che la facies arenacea a poco a poco venisse tramutata in quella loessica, e che questa subisse un continuato affinamento. Si ha difatti, nel successivo orizzonte hermosense di Monte Hermoso, *un loess ancora alquanto arenoso*, ma che corrisponde in modo perfetto ai loess più tipici, ad esempio al loess bruno di Germania, e infine, nell'ultimo orizzonte del pliocene, ossia nel chapalmalense di Mar del Plata, *un loess a grana finissima*, e non più visibilmente sabbioso [4].

[1] Qui intendo riferirmi al loess conservante ancora tutti i suoi caratteri di composizione e di struttura; perchè in realtà, già a cominciare dal cretaceo, si hanno scisti argillosi rossastri, continentali, in ispecie appartenenti alla cosidetta *serie guaranitica* (Paraguay meridionale, provincie argentine di Salta e di Jujuy), i quali provengono, con tutta verosimiglianza, da un loess che ha perduto la sua struttura. E queste antichissime vestigia di loess sono, ben inteso, collegate a formazioni di carattere desertico: basti ricordare le arenarie cretacee delle rive del Neuquen, da me descritte nella terza parte di questi studi, che furono evidentemente delle dune di deserto. Passarge nel Kalahari, che sta alla stessa latitudine, dall'altro lato dell'Atlantico, ha osservato più o meno la stessa cosa; e ciò conferma la teoria della fissità dei climi aridi, nonostante il loro sviluppo ciclico, e nonostante le variazioni generali della temperatura sulla superficie del globo, secondo i diversi tempi geologici.

[2] Cfr. Rovereto in Anales del Museo Nacional de Buenos Aires, vol. XXV, 1914.

[3] Rev. del Museo de La Plata, vol. XIX, pag. 181, 1907.

[4] Per farsi un concetto della maniera con cui il loess è rimosso, basti ricordare, come nella Russia meridionale un solo degli uragani, che

Nel pampeano, ossia nel quaternario, si ripetè lo stesso processo, però con l'aggiunta dei fenomeni glaciali e fluvio-glaciali, e dei loro prodotti. In effetto, al finissimo loess del chapalmalense, quasi per tutto asportato, succedette un nuovo *erg* desertico, estesissimo, che giunse dai dintorni di Bahia Blanca, dove a Monte Hermoso ricopre direttamente l'hermosense, sino alle rive del Pilcomayo, ossia si estese per tutta la Pampa: poichè così interpreto l'origine dei sedimenti arenacei sciolti e continentali che ho riferiti al periodo *tarijense* (fig. 1ª).

I particolari della trasformazione di questo nuovo *erg* in *pampa loessica* sono i seguenti. Ho constatato a Mar del Plata e altrove, che le Sierre Pampeane del Tandil e della Ventana erano coperte, anteriormente al deposito del loess quaternario, da una coltre di frammenti rocciosi, parzialmente levigati, ossia da un deserto di pietre come quello delle *hamada* del Sahara, mentre è verosimile, che le particelle arenose venissero trasportate a formare l'*erg*. Cominciato l'affinamento di questo, si ebbe il livello del charruense, costituito da un nuovo loess, ricordante molto quello formatosi sul principio del periodo antecedente, ossia quello hermosense. Il loess charruense a sua volta non isfuggì al rimaneggiamento, e si ebbero così altri due livelli loessici, dell'ensenadense e del bonaerense (ved. 1ª parte); quest'ultimo, che fu il definitivo prodotto dei cicli climatici quaternari, fine e soffice come quello del chapalmalense [1].

si levano dal mare d'Azov e devastano l'Ucrania, possa asportare, secondo notizie del Lemosof (Rev. Scient., vol. III, pag. 571, 1895), il suolo loessico per uno spessore raggiungente i 18 cm., e accumularne la polvere, attorno ai cespugli, per 3 m. di altezza. Durante la grande siccità che fra il 1827 e il 1830 funestò l'Argentina, il loess, per un alto stato superficiale, si rese talmente polveroso, che fu profondamente rimestato dal *pampero*, sino al cambiamento delle forme del terreno; onde, ed è il Darwin che lo assicura, si perdettero i confini fra le diverse proprietà, e ne nacquero numerosi litigi.

[1] Un campione di loess di Monte Hermoso da me raccolto, studiato dal Principi (in questo Bollettino, pag. 219 del vol. XXXIV), ha dato l'11,72 % di parte argillosa e colloidale, il 20,96 di sabbia finissima, il 53,65 di sabbia alquanto grossolana e grossa; un campione di loess del bonaerense, raccolto presso la scuola di agricoltura di Córdova, ha dato invece, rispettivamente, 21,19; 46,61; 20,87 %.

In conclusione: il loess steppico della Pampa, divisibile in due gruppi, che rispettivamente appartengono al pliocene e al quaternario, è il prodotto del rimaneggiamento continuato di materiali provenienti dalla disgregazione desertica verificatasi sul principio di ciascuno dei due periodi, a spese delle sierre attornianti, e che fu fase iniziale, in ambo i casi, di uno stato climatico costituito da cicli aridi, alternati con cicli umidi.

Rispetto alla composizione chimica, non è ancora ben spiegata la relativa ricchezza del loess in carbonato di calcio, sopratutto nel caso della Pampa, attorno alla quale mancano regioni calcaree. Ora bisogna credere, esser ciò effetto di una vegetazione attivatasi durante i periodi meno secchi, e i cui risultati sono stati conservati dalla prevalenza dei periodi aridi; poichè è noto, che su di un monte granitico si può, per opera della vegetazione, trovare un humus ricco in calce quanto quello soprastante a una roccia calcarea, e che in tutte le regioni a clima secco, anche non loessiche, la quantità di calcare nel terreno è di dieci volte maggiore di quella osservata in regioni a clima umido. Per di più, nella Pampa abbiamo il fatto che i sali calcarei, allo stato di grande finezza, vengono assorbiti dalle piante arbustose, in ispecie dalle acacie, in quantità veramente notevoli, e che se succede un incendio, il 72 % del velo di ceneri coprente il terreno è dato dal carbonato di calcio. Per poi capacitarsi di come il loess possa conservare una quantità maggiore di calcio a paragone dei depositi fluviali, basta considerare che per questi il carbonato vien disciolto nel medio stesso da cui è trasportato.

A questa origine prima e preponderante, che deve essere propria della maggior parte dei loess steppici, è da aggiungersi l'azione di altri fattori, i quali hanno prodotto ulteriori modificazioni: una vegetazione erbacea attiva, sopratutto di graminacee, in oltre fittissima, come negli attuali *pajonales* della provincia di San Luis, ha originato un loess ricco in humus come il *cernoziom*, osservabile nella Pampa di Santiago del Estéro; grandi inondazioni hanno prodotto *lehm* ed *ergeron*, ossia loess rimestati e lavati (in ispecie nella regione del Rio della Plata), e terre brune provenienti da estesi *barreros* (in ispecie ai piedi delle Sierre Preandine); un regime diffuso di conche

chiuse, con grandi accumuli di sali provenienti dalle concentrazioni chimiche, dall'azione delle piante acquatiche e alofite, da microrganismi vegetali e animali, di ogni parte della Pampa, ma in ispecie della centrale e settentrionale, ha dato luogo a estesissimi terreni saliferi, di tipo lehmico, e a *terre verdi* non ancora ben studiate, con tutta probabilità colorate da una particolare idrolisi dei sali di ferro; altro regime di conche acquitrinose, ad acque dolci, e quindi con lento deflusso, con ricca vegetazione di bacteriacee fissatrici di ossido ferrico idrato, è stata l'origine, nella Pampa meridionale, di notevoli giacimenti di *ferro di palude*, polverulento, da poco scoperti, dopo lo spostamento di manti di dune.

In quanto al *loess glaciale*, che paragonato dal Principi con quello steppico, valendosi di campioni della Collina di Torino, è stato trovato di molta maggior finezza, perchè proveniente dal fango di già finissimo delle morene e dei piani di alluvionamento glaciale, è probabile che esista nelle valli delle provincie di La Rioja, di San Juan, di Mendoza, ossia nella regione periandina, e che sia giunto in qualche tratto sino alla Pampa; però, data questa sua limitazione, dovrebbe pur sempre essere di una estensione di gran lunga minore di quello steppico. Nelle Ande a mezzogiorno del Rio Limay, dove il fenomeno glaciale ebbe maggiore intensità che nelle provincie ora ricordate, non ho avuto occasione di trovare del loess; e ciò forse, perchè le fortissime e persistenti correnti aeree provenienti dal Pacifico lo debbono aver disperso verso la costa atlantica.

Collegata al loess è la *tosca*, una roccia calcarea d'origine chimica, dovuta al lavaggio del loess calcareo, e alla successiva precipitazione del sale disciolto ad una certa profondità nel terreno, precipitazione la quale ha anche compreso rilevanti quantità di granuli di quarzo (eccezionalmente sino al 53 %), e quantità sempre piccole di feldispati e di ferro ossidato. Trovasi in masserelle e in noduli (i nostri *calcarelli*), in ispecie nel bonaerense dei dintorni di Buenos Aires, oppure in letti, anche di qualche spessore, con più frequenza nella parte meridionale della Pampa, nei dintorni di Bahia Blanca, di General Acha, di Toay, dove le precipitazioni atmosferiche oscillano fra 400-600 mm. Una minore, come pure una maggiore

quantità di pioggia, ossia un lavaggio troppo scarso o troppo forte, non è o non fu probabilmente favorevole all'origine di tale roccia; che inoltre, quando è in foggia nodulare, può essere stata in rapporto a microrganismi.

A Mar del Plata la tosca ha riempiuto le soluzioni di continuità delle antiche quarziti sottostanti al loess, e forma come delle false vene e filoncelli, oppure una fascia continua sulla roccia stessa: è lo strato calcareo fra loess e quarziti di cui parla l'Hauthal [1].

Nella Pampa Centrale, dove l'attualmente morto reticolo idrografico ha isolato degli amplissimi e piatti rilievi, si trova che lo strato di tosca, situato a poca profondità dalla superficie, è troncato dai versanti dei rilievi, se più antico dell'isolamento di questi, o modellato secondo gli stessi se più recente (fig. 2ª).

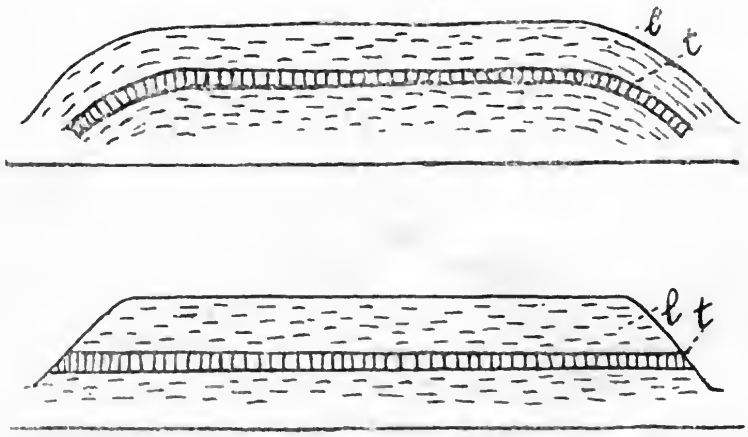


Fig 2.ª — Letti di tosca (t) nel loess (l), adattati o non alla superficie esterna, a seconda che sono più recenti o più antichi delle forme di questa.

(Schemi tratti dai dintorni di Disvio Luro).

Riguardo alle arene, che come in qualsiasi altra steppa non mancano in quella dell'Argentina, benchè non vi siano abbondanti quanto in quelle collegate a regioni desertiche tuttora vive, sono sopratutto provviste dalla disaggregazione delle formazioni arenacee degli antichi *areg* desertici (del rionegrense

[1] Rev. Museo de La Plata, vol. III, pag. 3.

e del tarijense), onde ne consegue, che agli affioramenti di queste sono collegate delle catene di dune.

Ben inteso che non mancano dune i cui materiali sono di un'origine affatto differente. Nel sud della provincia di Buenos Aires ne esistono, ad esempio, delle originate dalla spiaggia morta del mare, che si sono allontanate dalla costa, e hanno invaso la Pampa; sparse ovunque si osservano dune dovute al continuato rimaneggiamento del loess, che a grado a grado si è privato della parte argillosa e colloidale; fra le Catene Preandine si muovono dune dipendenti da particolari alluvioni antiche, a elementi con grande prevalenza silicei, e rappresentanti a loro volta il dilavamento di regioni sabbiose e pietrose desertiche e montuose.

In massima può dirsi che le dune (in lingua spagnuola *médanos*) tendono attualmente, nell'area della Pampa, a fissarsi e a rivestirsi di vegetazione, a formare i cosidetti *médanos pastosos*, i quali esistono in particolar modo nel mezzogiorno della provincia di Buenos Aires e in provincia di Córdova. Invece meno frequenti sono i *médanos pelados* o *médanos movedizos*, non rivestiti da piante, esistenti nei dintorni di Bahia Blanca, nella Pampa Centrale, nella Pampa di Mendoza, dove tuttavolta sono anche associati a dune rivestite. Ciò dipende in parte dalla quantità delle precipitazioni; perchè se non si hanno dune mobili di steppa dove la pioggia supera gli 800 mm., ne esiste di rado qualcuna dove piove fra i 600 e gli 800 mm., ed è frequente osservarle al disotto dei 600 mm. Però possono ancora rivestirsi, come ho osservato presso la costa fra il Rio Colorado e il Rio Negro, e poi anche in penisola Valdéz, quando la pioggia è fra i 200 e i 400 mm., poichè questo è piuttosto un fatto di biologia vegetale, in relazione con l'esistenza di piante, specialmente graminacee, che dopo aver trovato, durante un periodo di piogge, l'umidità necessaria per germogliare, possono di poi resistere, penetrando le loro radici molto profondamente, nei tempi di siccità, i quali si prolungano per anni.

Non sempre la duna è di arena, anzi è frequente la *duna di loess*, sempre rivestita da vegetazione, e racchiudente alcune volte un più antico nucleo di duna arenosa, o viceversa. Curioso di ciò un esempio che ho osservato nella foresta presso

il Cadillal in provincia di Tucuman: una duna di arene silicee, coperta da loess, che, per mostrare il suo pendìo più ripido verso mezzogiorno, dimostrava di essere stata prodotta da venti settentrionali, che sono ancora oggigiorno i più secchi e i più caldi: nel sud della Pampa, invece, le dune antiche sono con prevalenza state prodotte, come le moderne, dai venti del sud, del sud-ovest, del sud-est.

Nella parte meridionale della Pampa della provincia di Córdova i *médanos* di loess sono molto frequenti, e originano una curiosa caratteristica, che è ben osservabile nel territorio situato a nord delle stazioni di Pamero e di Washingthon della ferrovia al Pacifico. Quivi infatti, essendo il loess molto argilloso e ferruginoso, e avendosi venti di egual forza in diverse direzioni, si son formati degli ammassamenti irregolari, nei quali si son determinate delle conche chiuse impermeabili, che ricettano delle raccolte d'acqua, o dei laghi più o meno estesi, il cui livello è superiore a quello della Pampa circostante; per modo che a tutta prima somigliano a laghi geyseriani, o altrimenti termali, o vulcanici [1], e simili.

Non so se alla stessa categoria appartengano dei coni di arena con cratere, i quali si trovano ad ovest di Trenque Lauquen, coni da me non visti e di cui nessuno ha fatto sino ad ora parola, e non so quindi se corrispondano ai coni di sabbia, in forma di pane di zucchero, che il Barclay ha trovato nel centro dell'Australia, attorno alla depressione del lago Eyre, i quali hanno alla sommità un lago di acqua salata e mineralizzata, e sono dovuti a sorgenti artesiane, la cui silice ha formato un tubo sotterraneo attraverso alle sabbie.

Fra le alluvioni alle quali si è accennato meritano di essere ricordate, benchè fuori dell'area della Pampa, quelle delle valli longitudinali, inframontuose, della provincia di La Rioja, perchè contribuiscono a condizioni morfologiche abbastanza singolari.

[1] Lo stesso fatto si ripete nelle regioni arenose, quelle desertiche comprese: il Corridori assicura che le oasi dello Sciati nel Fezzan coronano delle prominenze sabbiose, dovute all'accumularsi delle arene smosse dal vento, e trattenute dalla vegetazione: in questo caso però le acque hanno origine artesiana (Riv. Geogr. Ital., vol. XXI, 1914).

Il saltuario dilavamento delle pendici aride delle preandine Sierre Riojane, associato all'opera di disaggregazione fisica di quel clima, in passato secchissimo, tuttora assai secco e a forti oscillazioni di temperatura, ha accumulato sul fondo delle valli un'enorme quantità di detriti e di alluvioni, rappresentata ora da una particolare roccia arenacea, di debole aggregazione, mista a poco loess, essenzialmente costituita da granuli di quarzo, che gli antichi Quichúas chiamavano *jasí*. Siccome è noto che nella provincia di La Rioja le precipitazioni diminuiscono addentrandosi nel massiccio montuoso, così nelle *pampe* comprese fra le catene longitudinali più esterne, si estende sul *jasì* la vegetazione di steppa, mentre nelle più interne — io ho visto quelle di Chilecito, di Alpasinche e Tinogasta a ponente della Sierra del Velasco —, dove la precipitazione annua non raggiunge i 150 mm., la vegetazione è ridotta a radi arbusti, il suolo è nudo, lavorato dal vento e quindi arenoso e ciottoloso, somigliante al *reg* del Sahara, con vere *oasi* dove affiorano veli di acque sotterranee.

Nei dintorni di Chilecito, soprastando l'altissima Sierra di Famatina, la coltre di trasporto, che per il suo assetto e la sua posizione ricorda i *bolsones* del Messico, deve essere di uno spessore straordinario, e si ha come un cimitero di montagne, avulse dalla Sierra del Velasco, emergenti con la sola loro parte più alta [1].

Le pendici della Sierra del Velasco sono per tratti estesissimi prive di terriccio, che fu trasportato a formare il loess della Pampa di La Rioja, e mostrano la roccia cristallina a nudo,

[1] Sul davanti del versante occidentale delle Montagne Rocciose, dalla cosidetta Basin Range Province, si elevano, nello stesso modo che le sierre delle provincie di La Rioja e di Catamarca rispetto alle Ande e alla depressione del Grande Bañado, i Wasatch Mts., gli Oquirrh Mts., gli Uinta Mts., anch'essi divisi da ampie aree alluvionali e detritiche di grande spessore. Gilbert ha ammesso per queste catene uno smembramento posteriore a un prolungato appianamento, e ciò corrisponde a quello che si osserva attorno alla Pampa argentina (cfr. Rovereto in Rend. Accad. Lincei, seduta 4 maggio 1913), in particolar modo per le Sierre di Córdova, di San Luis, di Ancasti e di Ambato; ma nel caso del bacino comprendente la Sierra del Velasco, bisogna anche ammettere un grande affondamento quaternario.

tutta crettata, spaccata e smossa, sino ad accumularsi detriticamente. Questa condizione somiglierebbe, quindi, a quella che si osserva sulle pendici d'alta montagna, sottoposte ad azioni di gelo molto energiche, se in queste non si avessero, unite alle estese fascie detritiche, i coni di deiezione parietale. Nel caso della Sierra del Velasco il gelo ha un'azione molto limitata, e i grandi spostamenti e le maggiori aperture presentate dai banchi rocciosi debbono essersi, almeno in parte, originate dall'incuneamento delle radici di una vegetazione arborescente, in passato, durante i periodi umidi, di copertura alla sierra: le fratture e le soluzioni di continuità minori sono invece dipendenti dalla irradiazione e da una deflazione di tipo desertico. Attualmente la vegetazione arborescente è limitata ai candelabri di giganteschi *Cereus*, che sembrano costituire una foresta di bastoni, anzichè di alberi (vedi tav. II). Del resto, le forme complessive dei versanti essendo quelle osservabili in qualsiasi valle dei nostri climi umidi, temperati, e le profonde e trasversali *quebradas* di erosione, avendo operato catture a danno delle valli longitudinali, dimostrano che non sono mancati dei prolungati periodi di denudazione e di dilavamento intensi, i quali, dopo aver equilibrato il profilo dei corsi d'acqua (ciò non si osserva, ad esempio, in molte delle catene della regione saharica), hanno coordinato lo stesso con la circostante Pampa, e dato alla montagna quelle forme che le sono consuete, quando non siano intervenuti dei fenomeni di glaciazione.

A queste correlazioni, che abbiamo fatto risaltare, fra il clima e il terreno della Pampa, si aggiunga sempre la seguente considerazione, che è da farsi per questa e per tutte le altre steppe, benchè da molti non sia stata ammessa. Non è la natura del terreno che produce la steppa, ma il clima, unito, nel caso tipico delle steppe di pianura, al fatto morfologico di grandi distese pianeggianti. La steppa, infatti, si estende tanto sui terreni alluvionali e grossolani della Pampa, quanto sui loessici; sui limosi del bassopiano del Rio Negro, come sugli arenosi della Patagonia: cessa sugli uni e sugli altri, nel Chaco e nel Paraguay, quando il clima non le è più favorevole, quando piglia sviluppo la vegetazione arborea, e la superficie del terreno non è più incoerente.

La natura e l'origine delle trasformazioni del clima. — Attualmente la media annua delle isobare determina una zona di alte pressioni, che occupa tutta la parte settentrionale del territorio argentino, compresa la grande pianura: nella stagione secca questo fatto si accentua, e la isobara di massima pressione media, di 765 mm., forma un'ellisse in mezzo alla regione comprendente molta parte delle provincie di Córdova, Santiago del Estéro, Catamarca, La Rioja, e in piccola porzione le provincie di San Luis e di Tucuman: nella stagione piovosa la stessa zona di pressione ancora aumenta, raggiungendo nel suo mezzo la media di 768 mm., diminuisce però sino a 759 mm. ai lati. Si ha così un'area anticiclonica fissa, che influisce sul quantitativo e sulla distribuzione delle piogge in tutto il territorio situato a nord del Rio Colorado: a essa è dovuta la stagione secca della Pampa, come pure il clima desertico dell'ovest.

Sentii Solyom, nell'interessante Congresso Scientifico Americano tenutosi in Buenos Aires nel 1910, assicurare, che la traiettoria seguìta dai cicloni e dagli anticicloni nell'America Meridionale dipende in modo principale dalla posizione e dalla variazione di sei centri d'azione. I cicloni del Pacifico giungono al continente in corrispondenza della Terra del Fuoco, assai pochi sorpassano le Ande dove sono alte, alcuni le attraversano in corrispondenza della depressione del Nahuél Huapí. Gli anticicloni per la maggior parte partono dal Pacifico, e tendono ad avvicinarsi ai centri dell'Atlantico: si hanno di essi alcuni centri di corta durata che si manifestano sopra le provincie argentine, però il loro cammino non è ancora ben conosciuto; altri, che si presumono originati dai centri dell'Atlantico, appariscono sulle coste dell'Uruguay e del Brasile, dove rimangono stazionari per qualche tempo; altri, infine, percorrono la Patagonia diretti a nord, oppure a nord-ovest, o deviano verso il sud-est alla latitudine di 35°, al loro incontrarsi con i centri dell'Atlantico. Le piogge della costa occidentale si originano principalmente nell'est o nel sud di un quadrante di bassa pressione; quelle della costa orientale nel sud o nel sud-est di altro quadrante di bassa pressione; ossia si presentano come una fascia lungo un'estremità in movimento di un centro

alto che si sposta verso l'est. Il nord del Cile e la parte centrale-occidentale dell'Argentina rimangono per questo senza pioggia.

Trarre da questi dati conclusioni per il nostro argomento è una cosa molta arrischiata; mi sia tuttavia permesso di far notare, che se si immagina la zona anticiclonica della regione continentale mediana, o mediterranea come la chiama il Davis, del nord della Repubblica aver avuto nel passato una pressione ancora più alta, ciò basterebbe per ricostruire delle condizioni le quali potrebbero aver influito a estendere su tutta la Pampa il clima peruviano; per modo che la zona di pioggia di meno di 100 mm. annui, ora limitata alle Coste del Pacifico, si sarebbe allungàta — obbedendo, come attualmente, alle condizioni morfologiche continentali — lungo le Ande, sino a rinchiudere, comprendendo la Pampa e la Patagonia settentrionale, la zona desertica araucana, o del rionegrense, di cui si è detto.

Con questo concetto è appunto tracciata la supposta linea orientale di piovosità dei 100 mm. nella cartina della fig. 3ª, e così pure la occidentale. Di conseguenza, le altre linee di piovosità sono state in proporzione spostate verso oriente; per di più, quella dei 200 mm. è indicata in corrispondenza del limite orientale del deserto tarijense, quella dei 600 mm. sul limite estremo orientale della regione loessica, e ciò perchè attualmente non si osserva rimaneggiamento di loess oltre questa linea di piovosità.

Ciò in quanto ai periodi secchi dei cicli climatici del pliocene e del quaternario; per i periodi umidi debbonsi immaginare condizioni quasi del tutto invertite: grande riduzione, o scomparsa, dell'area anticiclonica continentale, spostamento di essa sull'Atlantico, grande sviluppo dei quadranti di bassa pressione del sud e del sud-est.

Però per il ciclo quaternario si ha anche lo sviluppo di varie fasi — tre ben riconosciute, due incerte — di glaciazione, e per ricostrurre le condizioni climatiche a esse corrispondenti è molto suggestivo riferirsi a una relazione fatta dal Mossmann allo stesso congresso scientifico ora ricordato.

Il Mossmann ha rilevato che la ghiacciaia antartica ha tuttora abbastanza influenza sul quantitativo delle piogge in Argentina. Difatti, le influenze delle fredde correnti australi

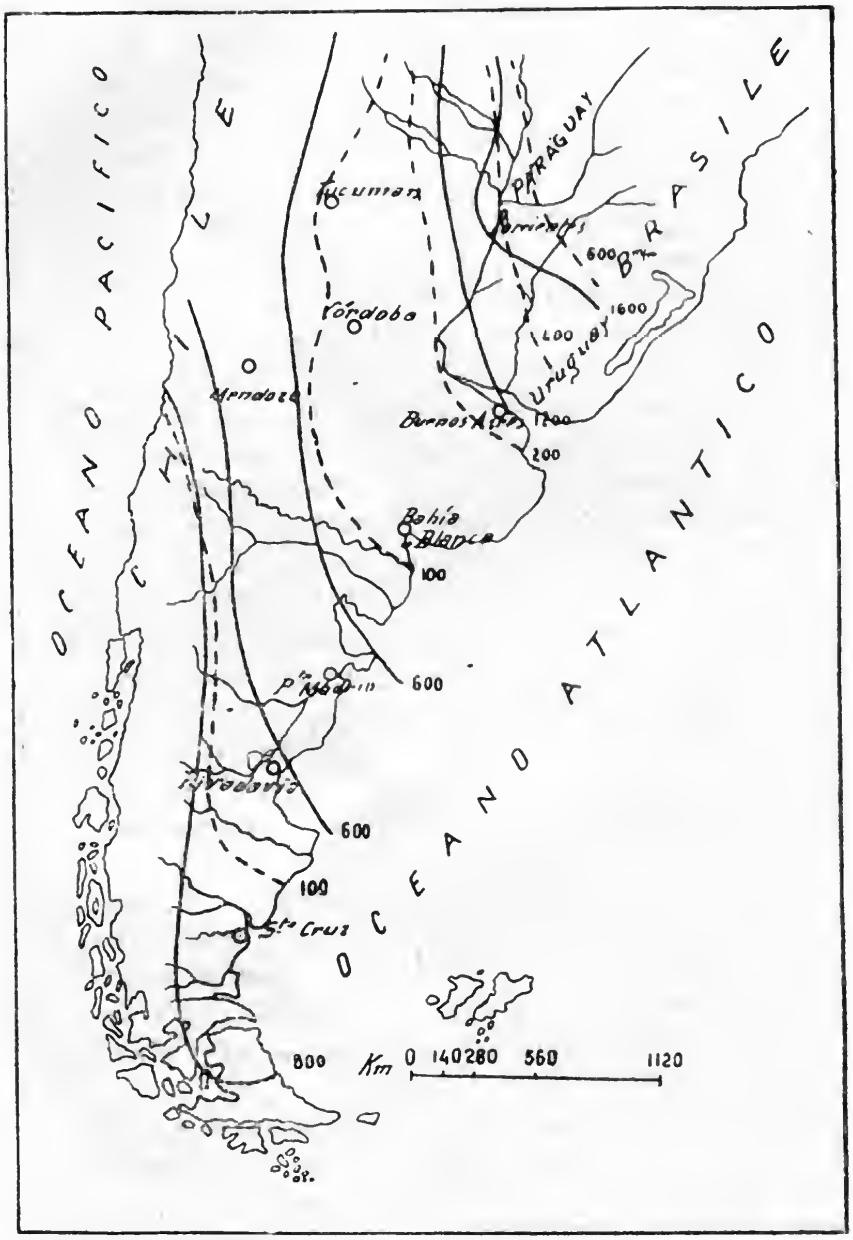


FIG. 3.ª — Ricostruzione delle condizioni di piovosità durante il quaternario (le linee intere indicano la quantità delle piogge attuali, le tratteggiate quella supposta durante i periodi secchi del quaternario).

si estendono sino al 35° grado di lat. S.: quando nel continente antartico vi è poco gelo, la caduta delle piogge invernali sull'Argentina e sul Cile è infiorire al promedio; quando invece è abbondante, il quantitativo di pioggia lo sorpassa: durante il periodo 1903-09 si ebbe una serie di inverni antartici benigni, e si notò la mancanza di piogge sulla costa cilena fra il 35° e il 40° di lat. S., e in tutta l'Argentina; come pure si riconobbe, che *la linea del caudale del Rio Negro a Passo Pizarro è tanto più alta, quanto più bassa è la linea della temperatura alle Orcadi.*

Da ciò possiamo trarre la importantissima conclusione, che: « con una temperatura mite si ha un clima secco, e che come con-
» seguenza di queste due condizioni meteorologiche le accumu-
» lazioni glaciali debbono ritirarsi: che, invece, con una tempe-
» ratura fredda si ha aumento nelle precipitazioni atmosferiche,
» e le accumulazioni glaciali debbono accrescersi e avanzarsi,
» sia per la maggior quantità di neve caduta, sia per la minore
» ablazione ».

Ora, questo corrisponde in maniera perfetta a quello che già si conosce delle vicissitudini atmosferiche quaternarie d'Europa, poichè qui si ebbe ripetutamente una espansione glaciale che corrispose a un periodo umido e freddo, cui succedette un periodo a mite temperatura e secco, durante il quale si verificò il deposito del loess.

Applicando ciò al territorio argentino, e considerando per giunta, che ancora oggi persistono in questo territorio delle tracce di tali condizioni antiche, possiamo, per tale persistenza, persuaderci, che i diversi stadi dei cicli climatici furono in Argentina molto differenziati. E difatti, come è estesissimo il mantello glaciale della prima fase, pure estesissimo è il fluvio-glaciale che le è collegato; ha poi sviluppo straordinario, per ogni ciclo, il deposito infraglaciale, ossia il loess (v. parte 1ª). E che speciali condizioni locali esistessero è poi direttamente indicato dal fatto, che anche nell'antecedente pliocene, a cominciare dall'araucanense, ebbe inizio la manifestazione del fenomeno loessico, il quale si accentuò per fasi nell'hermosense, ossia nel pliocene medio, e nel chapalmalense, ossia nel pliocene superiore; onde nel quaternario si ripeterono delle condi-

zioni locali anteriori, le quali, armonizzando con le condizioni atmosferiche generali del globo, diedero luogo a effetti eccezionalissimi.

Nè con ciò si è in contraddizione con l'asserita generalità dei fenomeni quaternari, perchè questi non hanno, come è noto, mai prescisso dalle condizioni locali, che sempre persisterono, come sarebbe assurdo il pensare il contrario, ossia a una perfetta uniformità climatica.

Le indicazioni della cartina, rispetto alla distribuzione delle piogge durante i periodi umidi del quaternario, sono dovute a osservazioni di vario genere, fra loro coordinate. Se vi furono tempi in cui la laterite si produsse molto più a sud, ciò si verificò quando al maggior grado di temperatura andò unita una più forte piovosità, e il clima tropicale e il subtropicale si estesero in conformità; e per questo ho immaginato che la linea di pioggia dei 1600 mm., corrispondente all'attuale limite meridionale-occidentale della laterite, dovesse occupare il limite, in egual modo orientato, della laterite antica, ossia dovesse più o meno cadere fra le linee odierne dei 1000-1200 mm.: proporzionatamente, ho fatto cadere sulle attuali degli 800-1000 mm., che interessano in modo speciale il confine orientale della Pampa, quella dei 1200 mm.

Avvicinandosi però alle Ande, il quantitativo di pioggia deve essere stato maggiore di questa proporzione; perchè la linea dei 600 mm., sovrapposta a quella odierna dei 200 mm., verrebbe a racchiudere una regione che ha subito un dilavamento fortissimo, con origine di enormi coni di deiezione nelle provincie andine, specialmente in quelle di Jujuy e di Salta, coni i quali non avrebbero potuto prodursi, se al quantitativo annuo di pioggia non avesse sorpassato i 600 mm.; quindi, ho fatto corrispondere all'attuale linea dei 200 mm. altra di 800 mm., e ho invece tracciato la linea dei 600 mm. a mezzo della zona ora circuita da — 200 mm.

Si può addurre qualche prova diretta per suffragare queste ultime supposizioni.

Da un tempo relativamente recente, alcune conche che esistono lungo la valle del Neuquen — la più nota è quella detta di Vidal, di cui ho in antecedenza trattato, e nella quale

entra, o meglio liberamente entrava, prima delle attuali opere idrauliche, il Neuquen a lunghi intervalli di tempo, e ciononostante è riempinta dalle alluvioni di questo solo in piccolissima parte, segno che il fenomeno non è di antica data — si mantengono del tutto asciutte, mentre le conchiglie lacustri, che si raccolgono sulle loro interne terrazze, provano, come in passato siano state laghi ad acque dolci e perenni. Conche simili si ripetono un po' dovunque nella Pampa: ora, salvo condizioni speciali, nella Pampa occidentale, dove piove meno di 100 mm., sono sempre asciutte: nella Pampa centrale dove piove fa 200-400 mm, possono essere alcune volte ripiene d'acqua; nella Pampa più orientale, dove la pioggia sorpassa i 400 mm., hanno un fondo d'acqua che dura, quasi sempre, tutto l'anno: da ciò la facile conclusione che il quantitativo di pioggia che cadeva nei dintorni della conda Vidal era maggiore o eguale di 400 mm.

Inoltre, l'altipiano situato a nord della valle del Rio Negro, e nel quale la conca Vidal è incavata, presenta in tutti i sensi delle vallette e dei solchi morti, non molto incisi, a pendio continuo, non mai percorsi da acque, eccetto che momentaneamente, durante gli acquazzoni. Ora valli simili, sull'altipiano a ovest del bassopiano del Rio Negro, come ho già detto in altro studio, cominciano ad avere qualche filo d'acqua, a presentare fenomeni erosivi attivi, dove la pioggia è superiore ai 600 mm.: per modo che la erosione di quelle valli estinte ha richiesto un quantitativo di pioggia di almeno 600 mm.

La stessa linea dei 600 mm., siccome verrebbe a limitare la zona a minima piovosità, a mezzo del continente, bisogna ripeterla dall'altro lato, lungo le Ande, e per tracciarla non ho potuto avere altri documenti che questo: di farla coincidere con la media annua attuale dei 200 mm., riferendomi alla proporzione cui già ho accennato: si viene per tal modo a rinchiudere una zona, di cui conosco la parte patagonica sino al Rio Negro, che è in effetto la meno scolpita di quella regione.

Nella stessa misura la linea attuale di 400 mm. diventa quella degli 800 mm., e corre lungo il piede orientale della catena andina, rappresentando così il minimo di pioggia della stessa durante i periodi umidi del quaternario.

La costa del Chubut cadrebbe nella zona a meno di 600 mm.; ebbene, esiste, ad esempio, nella penisola Valdéz un inizio di reticolato idrografico, il quale aveva raggiunto la sua maturità, quando si depositò contro lo sbocco delle sue vallecole un cordone littoraneo, che i fossili indicano appartenere al quaternario più superiore: dopo d'allora non si ebbe più periodo umido, perchè i solchi così sbarrati si sono conservati, non si sono riempiuti di sedimenti, e danno ora luogo a qualche laghicciuolo temporaneo.

Depressioni chiuse e reticolo idrografico. — Come per tutte le altre condizioni morfologiche peculiari, il regime di steppa può aver influito a produrre le depressioni siano o non salate; ma nei più dei casi, massime quando si tratta di depressioni che non ebbero mai un emissario determinato [1], ha sopratutto esercitato un'azione protettrice o conservatrice.

Quindi le depressioni chiuse sono numerose, estese, e di varie categorie; ricorderò le principali:

tettoniche, collegate a grandi movimenti epirogenetici, o a più ridotte pieghe sinclinali;

tettoniche, di sprofondamento verticale;

di interchiudimento alluvionale, di interchiudimento eolico, di interchiudimento marino;

di escavazione eolica;

di depressione per assetto e costipamento delle masse depositate.

Gli amplissimi movimenti epirogenetici negativi o di affondamento, che contribuiscono, d'ordinario, a dare ai paesi di pianura molte delle loro caratteristiche morfologiche, hanno avuto una preponderante influenza nel produrre le più grandi depressioni chiuse della Pampa, come per incidenza già si è dimostrato.

[1] Debbo ricordare che il primo italiano che trattò della morfologia della *Pampa*, e che giustamente la comparò con le steppe, è Pellegrino Strobel (in *Materiali per una malacostatica di terra e d'acqua dell'Argentina meridionale*, Pisa, 1874). Egli venne incaricato nel 1865, dal ministro argentino Juan Maria Gutierrez, di fondare in Buenos Aires una facoltà di scienze naturali, unitamente a Speluzzi, Rossetti e Ramorino; si comportò da vero scienziato e gentiluomo, e il suo nome vive onorato in quel generoso paese.

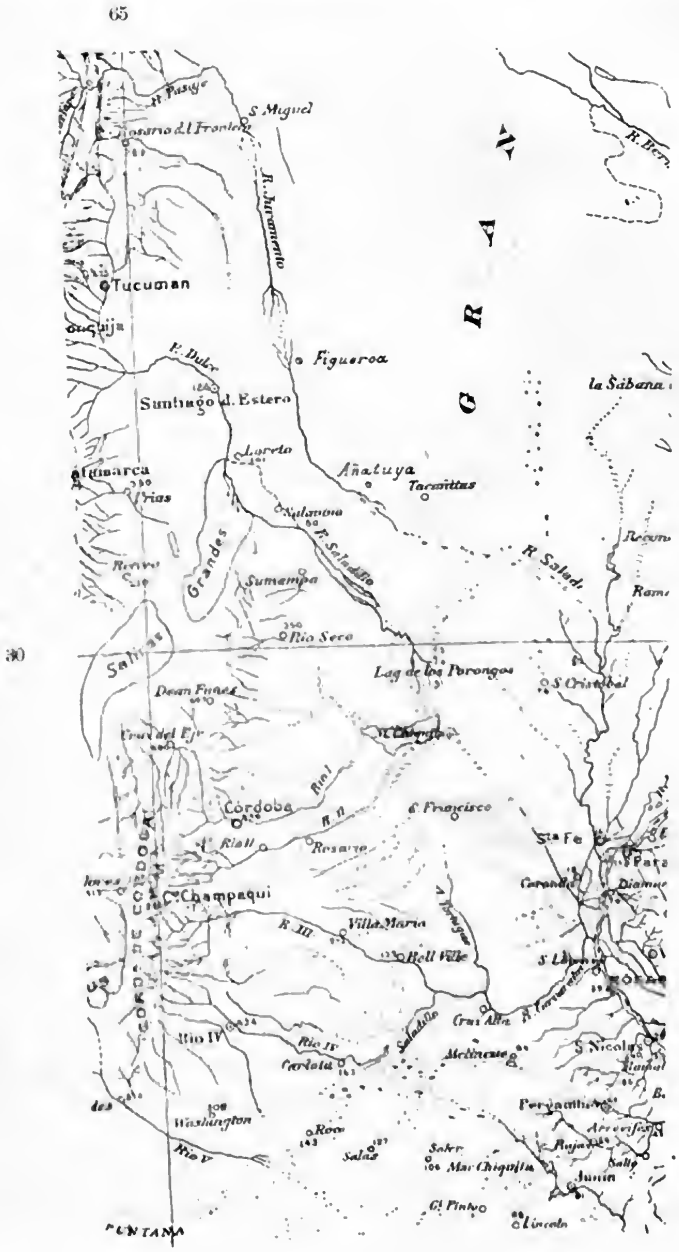


FIG. 4.ª — Condizioni idrografiche della Pampa settentrionale
(da una cartina di E. Delachaux, alla scala di 1:7.500.000, pubblicata da S. Roth).

Bisogna tuttavia avvertire, che se questi movimenti si sono pur verificati su tutta la periferia e area della grande pianura, cominciano però a mostrare un'influenza diretta sulla origine delle depressioni solo dove le piogge non sorpassano attualmente l'altezza di 800 mm.; per di più, v'ha una zona pedemontana andina, nelle provincie di Salta e di Jujuy, in cui si ebbero forti disturbi tettonici, e le condizioni meteorologiche sono le riportate, ma che non offre depressioni, perchè queste sono state colmate da un fortissimo alluvionamento, oppure sono state aperte da catturatori.

Appena si entra nella zona di scarse piogge, e manca il grande alluvionamento proveniente dalle Ande, si ha una fra le più tipiche depressioni steppiche, che è quella detta delle *Salinas Grandes*, la quale ha inizio a mezzogiorno di Santiago del Estéro, si estende verso sud-est, e si insinua fra le sierre di Catamarca e di Córdova, indicandoci così che occupa un'amplissima depressione epirogenetica negativa, trasversale, fra le due sierre. Raggiunge 5200 kmq. di superficie [1], e presenta un dislivello, rispetto alla regione che l'attornia, di una diecina di metri al massimo; la linea ferroviaria che l'attraversa, da una quota sui suoi margini di 181 m. sul livello del mare, si abbassa sino alla quota minima di m. 170. Temporaneamente vi si raccolgono acque per superficie più o meno estese, molto salate: il suo fondo è per larghissimi tratti biancheggiante di sali, per altri è crostoso, forse come lo *schor* del Turkestan; per altri è coperto da nuda argilla salina, di colore giallo-rossastro, forse tale per la mancanza totale di decomposizione organica (da cercarne l'equivalente nelle steppe del Caspio), per altri ancora è rivestito da una nana vegetazione cespugliosa, in cui prevalgono le piante alofite, vegetazione che a mano a mano aumenta di altezza coll'allontanarsi dai margini della bassura e l'innalzarsi del terreno; delle basse dune, dovute al trasporto dell'argilla disseccata e crettata, formano dei piatti rilievi, co-

[1] Il tanto celebrato Great Salt Lake dell'Utah ha un'estensione di circa 4500 kmq., una massima profondità di circa 12 m., e le sue acque contengono il 18 % di sale, il cui totale corrisponde ad almeno 400 milioni di tonnellate.

perti da una macchia di arbusti più alti del solito, che figurano come oasi di verdura in mezzo a quel desolatissimo paesaggio.

È fuori del sistema idrografico a corso continuo, però nella sua estrema parte nord-orientale è collegata al temporaneo corso del Saladillo, il quale termina in un *estéro* (vedasi più innanzi la descrizione di quest'altra forma steppica), e non ha per questo potere erosivo, benchè gli spetti l'ufficio di immissario e di emissario in una, dato che provvede o toglie acque alla salina a seconda che è in piena o in magra.

Nella pampa di San Luis, il cosidetto *Bebedero* è un altro non meno notevole esempio di lago salato in relazione con un corso d'acqua, che è a volte immissario, a volte emissario; consiste difatti in una grande depressione, la quale durante le forti piogge riceve molt'acqua dal Rio Salado, sino a che le acque raccolte nella conca si livellano con quelle del fiume: quando questo comincia a decrescere, il Bebedero a grado a grado, con un corso d'acqua a corrente invertita, restituisce salate le acque che ha ricevute dolci, di modo che, per un dato periodo di tempo, funziona come un bacino di riserva.

La grande Pampa del Bañado, chiusa fra le sierre di La Rioja e di Catamarca, e rappresentante un colossale massiccio di sprofondamento, fu già una depressione chiusa e, per estesa parte, un lago salato, che il Rio Colorado sventrò, incidendone la chiusa verso Mazan, e catturandone i corsi d'acqua che vi mettevano; e ciò nel quaternario, poichè i sedimenti terrazzati da questa trasformazione sono pliocenici.

La cosidetta Mar Chiquita (Mar Piccolo) è un Ciad, od un Kara-Koschum o Lop-Nor, meglio che un Caspio col quale è già stata confrontata, stabilitosi in una zona, che doveva corrispondere al massimo di maturità del profilo dei fiumi scendenti dalla Sierra di Córdova, e che per un abbassamento successivo, collegato al grande geosinclinale assai recente di cui già si è detto, si è convertito in una estesissima depressione, occupata in gran parte da un lago, la cui superficie, nella stagione piovosa, può raggiungere e sorpassare i 1200 kmq., riducendosi nella asciutta a circa kmq. 450, con una profondità media, variabile, secondo le diverse epoche, fra m. 1,10 e m. 1,65.

Non ha emissario, e sono la infiltrazione e la evaporazione quelle che consumano le sue acque, le quali non sono salate, ripetendosi così il caso del grande *lago-palude* in questi ultimi tempi tanto studiato dai geografi e geologi francesi.

Naturalmente, la conservazione di tale depressione chiusa è dovuta al fatto che la regione in cui si estende è scarsa di piogge, anzi, durante la stagione secca, da aprile a settembre, le corrisponde un periodo di grande aridità, e che parecchi dei suoi immissari, prima di raggiungerla, sono interrotti da estéros, o hanno pendenze lievissime, di maniera che scarsissime sono le alluvioni. Si può anche asserire, che il maturissimo profilo del Rio Paraná non ha permesso che da questo si diramasse un catturatore per sventrarla: se tale cattura si producesse, si avrebbe il fatto, che sull'area di Mar Chiquita si determinerebbe un *estéro*, come quelli dei fiumi della stessa regione, del Pilcomayo, del Salado e del Dulce; ossia, da un lato un piatto delta lacustre, in cui le acque di arrivo, suddividendosi in numerose correnti, verrebbero assorbite, e dall'altro le diramazioni di origine del nuovo corso d'acqua vuotatore della conca. Riportando tutto ciò al concetto del ciclo erosivo, o a quello del graduale sviluppo del fenomeno, Mar Chiquita rappresenterebbe un primo stadio nello sviluppo di un *estéro*.

Il livello medio delle sue acque è a 75 m. di altitudine, la regione che lo separa dal Rio Paraná forma un piatto rilievo, il quale si protende da nord a sud, da contro all'interruzione del Rio Segundo sino al Salado, degradando dolcemente in tal senso dall'altitudine di m. 100 sino a quella di m. 75: fra essa e il Rio Salado il terreno risale solo di due o tre metri al massimo (ved. fig. 7 della 1ª parte), di modo che questo fiume, se non fosse maturissimo e interrotto da *estéri*, potrebbe con facilità risalire a vuotarla. Perchè ciò avvenga, è necessario tutto uno spostamento dipendente dal livello di base generale, che cominci ad approfondire il corso del Rio Paraná, il quale è distante in linea retta circa 190 km., e più basso di 15 m.; onde un catturatore, nelle condizioni attuali, verrebbe ad avere una pendenza di 0,031 ‰, eguale all'incirca a quella del Rio Paraná fra Paraná e Rosario.

Esaminando invece l'ipotesi di modificazioni future in rapporto con il quantitativo delle piogge, si può asserire che, se queste aumentassero, Mar Chiquita si riverserebbe verso il Rio Salado, e modificherebbe per intero e per opera propria le sue condizioni morfologiche e il suo regime; se invece diminuissero, si ripeterebbe il caso delle Salinas Grandes e di molti dei grandi laghi salati dell'Asia Centrale, ossia si prosciugherebbe in brevissimo tempo.

È questa la storia delle grandi depressioni chiuse medio-continentali, o il vuotamento, o l'essiccazione: sinora nella Pampa propriamente detta, ha prevalso quest'ultimo svolgimento, poichè, ad esempio, le Salinas Grandes sono appunto una Mar Chiquita, originate con tutta probabilità alla stessa maniera, ma che si sono comportate diversamente; non tanto perchè ricevessero minore quantità d'acqua, perchè questa loro giunge, e ancor più giungeva in qualche abbondanza, dalle contermini Sierre di San Luis e di Córdova, quanto per il trovarsi limitatamente alla sua area, in una regione molto più arida, con grande estensione media della temperatura, con piogge scarse, le quali da aprile a settembre non raggiungono sulla maggior parte di essa i 100 mm., e che nel resto dell'anno non sorpassano i 400 mm.

Mar Chiquita invece non si prosciuga — e questo può servire di indicazione per il caso generale — perchè in sua corrispondenza, durante la stagione secca, la pioggia raggiunge i 200 mm., e sorpassa i 500 nella piovosa.

Un altro lago terminale, da me però conosciuto solo dalla carta geografica, è quello situato al finire del corso del Rio Quarto, e che ha forme da ricordare un tronco molto allargato dello stesso fiume: dopo un tratto dalla sua terminazione ricompare un corso d'acqua, detto il Saladillo, dovuto verosimilmente al risorgere delle acque del lago dopo un percorso sotterraneo: per errore molte carte non notano tale interruzione e il lago terminale. Anche il Rio Quinto, dove si interrompe, dà luogo a un temporaneo lago detto La Amarga; però molte volte è sostituito da vari corsi con molte braccia, come quelle di un estéro. Tutti questi laghi, Mar Chiquita compreso, entrano nella categoria di quei laghi di steppa che alcuni geografi chiamano *terminali*, perchè in essi terminano i corsi d'acqua.

Dalla terminazione del Rio Quinto sino ai laghi perimetrali dalle Sierre della Ventana e del Tandil si estende per circa quattrocento chilometri, secondo il meridiano, il tratto più orizzontale di tutta la Pampa, fittamente disseminato di pozze, piatte conche e lievi ondulazioni, che dànno luogo ad un gran numero di paludi o *bañados*, di laghi e laghetti o *lagunas*, ad acque temporanee o perenni, fra i quali i principali sono quelli di Trenque Lauquen. Ora io credo, che per la massima parte queste poco profonde depressioni, in quella livellatissima regione, siano dovute all'opera dal vento esercitata, sia assettando in maniera irregolare il loess e le arene, sia interrompendo dei piatti solchi vallivi, sia erodendo e trasportando i pochi coerenti terreni superficiali, ed escavando quindi le piatte conche a scodella, molte volte caratteristiche, perchè allungate secondo la direzione del vento di maggior forza: si hanno quindi le due categorie di depressioni chiuse relazionate con l'eolazione, quella per interchindimento, e quella per diretta erosione.

Chi ha viaggiato in Patagonia non può assolutamente negare al vento l'azione della escavazione, benchè da molti non ammessa: poichè là si vede, per settimane intere, quando dalle Ande stramazzano forti correnti da ponente, turbinare in forma di colonna altissima e persistente il terriccio tolto ai tratti nudi della steppa, oppure alle paludi disseccate, e venir trasportato in forma di nembi, i quali dal piede delle Ande possono giungere alla costa atlantica. Un fenomeno identico deve essere quello dei *remolinos de polvo* già da molto tempo osservato al Messico dal Virlet-d'Aoust.

Delle depressioni chiuse, dovute a sprofondamenti verticali e comprese nelle grandi steppe, già ho dato un esempio trattando della Valle del Rio Negro [1], ed è quello della Conca Vidal; così pure ho avuto occasione di riconoscere di eguale origine le grandi conche della Penisola Valdéz dette Salina Grande e Salina Chica [2], e il cui fondo è sceso sino a 48 m. sotto il livello del mare: a questi esempi ben accertati, debbonsi con pro-

[1] Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XXXI, 1912 e vol. XXXII, 1913.
[2] Rend. R. Accademia dei Lincei, vol. XXIII, 1913.

babilità aggiungere moltissime conche della Pampa Centrale, le quali contribuiscono a dare alla regione una fisionomia tutta sua.

In questo estesissimo tratto di Pampa, infatti, — oltre alle *lagunas* e alle *salinas* comprese nelle lievi ondulazioni e depressioni che la steppa presenta, senza perdere la forma fondamentale di grande pianura, e che possono benissimo spiegarsi pensando, come il loess siasi depositato in maniera irregolare, e come l'azione eolica abbia continuato a smuoverlo con movimento turbinoso, come ora si è detto, — ve ne ha un'altra, la quale caratterizza gran parte della Pampa Centrale, e consistente in allungate depressioni, profonde anche più di cento metri, aventi la forma di valli interrotte e suddivise in ampie conche, quasi sempre a fondo salino, limitate dalle costole perfettamente spianate dalla generale livellazione della pianura: onde appariscono di origine posteriore all'accumulazione della regione.

Fra Toay e General Acha, a ovest della ferrovia che unisce queste due località, tali depressioni presentano la forma di antiche valli morte, con paludi e saline ora ad acque perenni, come il *Salitral* del Disvio Luro (*Valle del Quehué*) qui figurato, ora temporanee, a fondo piatto, il quale a Naicó è 130 m. più basso del generale spianamento; per modo che dalla serie loessica quaternaria delle pendici si passa a quella pliocenica affiorante da sotto le dune e i depositi salini ricoprenti il fondo [1] (tav. I, fig. 1ª).

L'unica ipotesi per esse possibile è che siano, come appariscono, valli morte, cui è mancato lo scolo superficiale per la sopravvenuta secchezza del clima, e che si siano molto modificate per l'erosione e il trasporto eolico, e forse per parziali affondamenti verticali.

Anche ora, che il clima permette in questa regione al suolo di rivestirsi di arbusti e di boschi, si osserva una vera erosione eolica, la quale toglie il loess dal sommo delle terrazze e dalle pendici, e lo porta nelle bassure; poichè quel loess, nella stagione asciutta, anche sotto la rada ombra del *caldén* (*Prosopis*

[1] Di questa regione ha trattato di recente anche lo Stappenbeck nel Boletin Min. de Agricult. Serie B (Geologia), n. 4, 1913.

algarobilla), si disgrega, e un alto strato di terreno polveroso si osserva per tutto, come se si fosse su di un cammino battuto.

Le condizioni desertiche o semi-desertiche, come rispettano le depressioni chiuse, così non permettono la dispersione dei sedimenti salini, per l'ovvia considerazione che questi non vengono lavati e asportati, perchè manca un drenaggio a pendio continuo.

Se questa è la causa della conservazione dei depositi salini, non molto dissimile è la causa che gli ha originati, eccettuando beninteso quelle saline costiere che possono essere residui di recenti ritiri delle acque marine. Occorre muovere dal concetto, che qualunque bacino chiuso, impermeabile, e senza scolo superficiale, e che sia tale da un buon lasso di tempo, raccoglie nel suo fondo acque necessariamente saline; e ciò perchè le piogge, pur contenendo cloruro di sodio e altri sali in proporzioni minime, continuando ad evaporare per periodi lunghissimi, ne accumulano lentamente delle quantità grandi. Un caso simile è offerto dalla terra rossa delle nostre regioni calcaree, costituita da elementi che trovansi nel calcare in quantità appena avvertibili dall'analisi chimica, e che pur si accumulano in ammassi notevoli, a mano a mano che il calcare viene disciolto, mentre altre azioni chimiche, l'opera del vento, degli organismi e del dilavamento ne continuano la trasformazione.

Bisogna però avvertire, che la produzione della terra rossa è un fenomeno locale, di data non molto antica; mentre il deposito del cloruro di sodio e di altri sali può essere incominciato in tempi geologicamente assai lontani, ossia sono in certo qual modo dei sali fossili, i quali sono stati ripetutamente sciolti, concentrati ed essiccati. Così, in Argentina le prime condizioni desertiche continentali si intravvedono nel retico, e i terreni di questo sono di già assai ricchi di sali; di seguito, per la continuata ripetizione delle stesse condizioni climatiche e morfologiche, si hanno depositi salini nel cretaceo e nei diversi piani del terziario; depositi che rappresentano il lavaggio dei sedimenti preesistenti, con l'aggiunta dei sali di nuova origine, provenienti dalla cooperazione delle acque di pioggia, dalla dissoluzione di minerali sodiferi, potassiferi e simili, dalle emanazioni endogene.

Esistono molte analisi dei sali contenuti nelle depressioni della Pampa: d'ordinario a cloruro sodico si aggiunge alquanto solfato calcico e carbonato e solfato sodico, quest'ultimo forse proveniente dall'azione del cloruro di sodio sul gesso; più raramente, e in piccole quantità, solfato potassico; in quelle della costa Atlantica si ha abbondante il cloruro di magnesio. A San Francisco, in provincia di Catamarca, vi si aggiunge cloruro di potassio (1,37 %), che potrebbe essere dovuto all'azione del cloruro di sodio su di un silicato potassico; nella salina di Pedernal si ha borato di calcio (0,91 %).

Nella laguna Brava, in provincia di La Rioja, si ha 4,84 di cloruro di potassio, 5,87 di acido borico, 5,81 di ossido di sodio. L'acido borico è di origine endogena, e abbonda massime nei *salares* della Puna, in piena regione vulcanica, sotto forma di *boronatrocalcite*, che contiene da 30,64 a 39,80 di anidride borica, da 7,67 a 10,03 di sodio (ossido), da 9,24 a 12,10 di calcio (ossido), da 5,08 a 29,81 di cloruro di sodio; da 0,53 a 1,98 di solfato di calcio. Il carbonato di sodio è segnalato in alcune regioni aride delle Ande, il più delle volte come carbonato neutro, cui si associa il solfato di sodio, il cloruro di sodio, il solfato di magnesia; nella Pampa è stato riconosciuto assai di rado [1].

Non è qui il caso di diffusamente descrivere la ramificazione idrografica; però è bene farne risaltare alcune caratteristiche.

Notevole il fatto che i corsi dei due grandi fiumi Uruguay e Paraná non occupano il mezzo della Pampa, ossia della depressione fra la Sierra di Córdova e il massiccio brasiliano-uruguayano; per modo che il Baer si basò in parte su questo fatto per stabilire la sua nota legge sulle deviazioni dei grandi fiumi: mentre io, trattando della tettonica, ho cercato di spiegare, basandomi unicamente su di questa, tale anomalia. Però perdura a essere un'incognita il motivo della divisione in due fiumi paralleli del drenaggio di tutta l'enorme distesa del

[1] Vedasi Bodenbender in Bol. Ac. Nac. Cienc. de Córdoba, vol. XIX, fasc. I, pagg. 170-172, 1911; Reichert in Anales Min. de Agricult., Sec. Geologia, vol. II, n. 2, 1907; Revista del Museo de La Plata, vol. VII; Bol. Inst. Geogr. Argent., pag. 252, vol. I, 1881; Boletin del Ministerio de Agricultura, n. 4, serie B, 1913.

bacino platense: salvo che non si ritenga, che l'Uruguay, tosto avvenuta la regressione post-entrerriana, fosse l'unico grande collettore, al quale affluivano il Paraguay e l'Alto Paraná, mentre il Basso Paraná era una corrente secondaria, come quelle ora esistenti lateralmente ad esso, la quale a poco a poco avrebbe risalito a catturare il Paraguay e l'Alto Paraná. Solo è certo, che il tronco del Paraná da Corrientes a Posada ha tutto l'aspetto di un catturatore trasversale.

Per il corso del Pilcomayo succede precisamente il contrario di quanto ho già segnalato per il Rio Negro: ossia, mentre questo ha origine da una regione piovosa, e a grado a grado s'introduce in una desertica, paralizzando così, a poco a poco, la sua rete, il Pilcomayo nasce in una regione arida, e da questa passa ad attraversare una serie di zone a piovosità sempre maggiore. Lo stesso avviene per l'altro grande fiume del Chaco, che è il Bermejo, e la influenza principale di questo fatto è la seguente: che il corso di questi fiumi si mantiene continuo dalle Ande al Rio Paraná, poichè altrimenti, al loro giungere nella Pampa, dovrebbero perdersi per infiltrazione, o dilagare ed evaporare nelle parti depresse, come avviene ai fiumi come loro diretti, ma situati più al sud, in piena regione semi-arida (fig. 5ª).

Il Pilcomayo, infatti, all'uscire dall'ultima quebrada rocciosa della regione montuosa, ha una portata di 2000 m.³; ma appena entra nella grande foresta del Chaco, a terreno arenoso e sciolto, rapidamente perde le sue acque, di modo che alla Colonia Buena Ventura è di già ridotto, in tempo di magra, a soli 42 m.³. Da qui si susseguono a rifornirlo, non un determinato sistema di affluenti, ma bensì le acque freatiche in grande abbondanza sgorganti lungo la base delle sue ripe, e che sono dovute, appunto, all'influenza delle sempre più ricche zone di pioggia che si succedono attraverso il suo corso. Inoltre, la circolazione freatica è resa più abbondante e favorita da un fatto curioso, osservabile lungo molti corsi d'acqua della Pampa — lo verificai per la prima volta in corrispondenza del Conlara in provincia di Córdova —, ossia, le acque di pioggia, attraversando lo strato superficiale di loess, che è sempre molto permeabile, gli sottraggono il calcare che contiene, lo deposi-

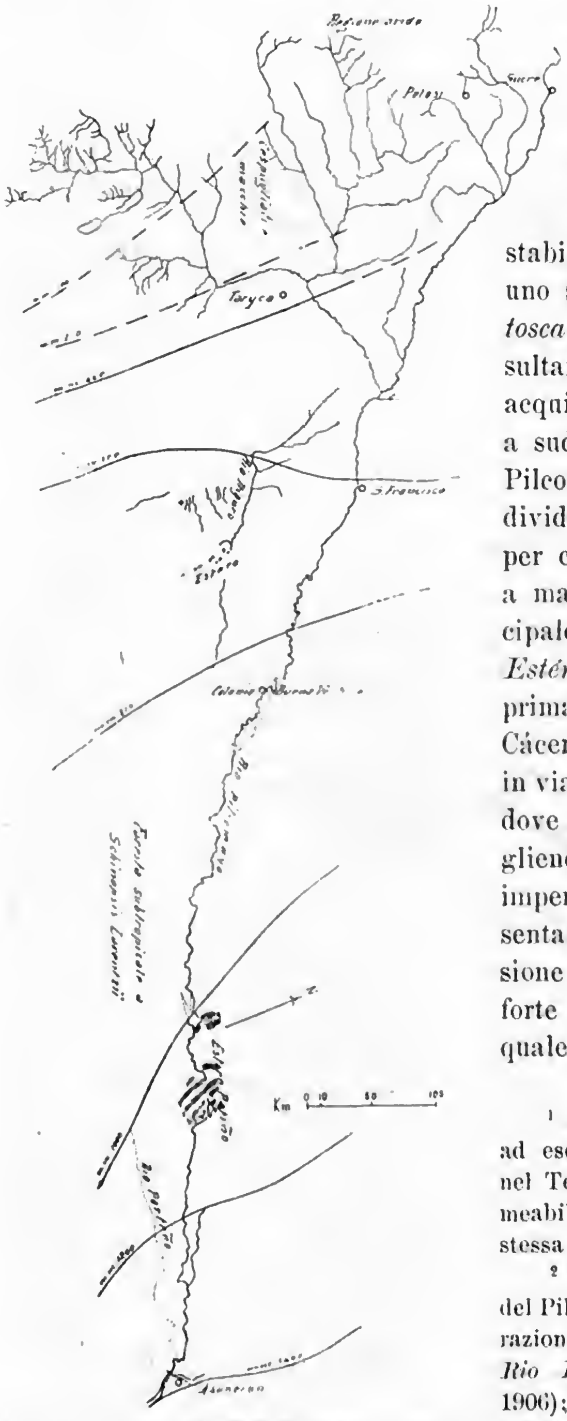


Fig. 5.ª — Corso del F. Pilcomayo posto in relazione con i quantitativi delle piogge.

tano dove si determina con le solite norme, e non con le eccezionali del bassopiano del Rio Negro, il livello freatico, e questo viene così a stabilirsi gradatamente su di uno strato calcareo, ossia di *tosca* impermeabile, e ne risultano impoveriti i livelli acquiferi più profondi [1]. Però a sud del 24° di latitudine il Pilcomayo si allarga, e si suddivide in numerose braccia, per cui sino a 24° 20' viene a mancare di un corso principale, e si ha il cosidetto *Estéro Patiño* sconosciuto prima della esplorazione del Cáceres [2], e che ora sembra in via di eliminazione; perchè dove il fiume rinasce, raccogliendo le acque che lo strato impermeabile di tosca ha presentato, nonostante la dispersione subita, si esercita una forte erosione regressiva, la quale ha fatto manifestare un

[1] In alcuni dei nostri fiumi, ad esempio per un lungo tratto nel Tevere, si ha un letto impermeabile di travertino che ha la stessa funzione della tosca.

[2] La rappresentazione esatta del Pilcomayo è dovuta alla esplorazione del Lange (cfr. Lange, *Rio Pilcomayo*, Buenos Aires, 1906); io risalii per la sponda sinistra sino al 23° di lat. S. nell'agosto del 1910.

salto, che dalla visita di Cáceres nel 1904 alla mia, nel 1910, era retroceduto di circa due chilometri. Questo fatto, unito a quello che il fiume è quasi costantemente racchiuso fra ripe a picco, e il suo letto è interrotto da piccole ràpide, dovute all'affioramento di più duri banchi di tosca, posti allo scoperto dall'erosione recente, dimostra che la regione è in via di una nuova regolarizzazione, iniziatasi dal livello di sbocco del fiume, ossia dal Rio Paraguay.

Nel 1903 una commissione, all'uopo nominata dal governo argentino, si occupò dello studio del Rio Bermejo, e pubblicò [1] notizie assai interessanti. La portata media del fiume, nei ventotto mesi che si fecero osservazioni idrometriche, fu di 173 m.^{3} per 1″; la portata minima fu di m.^{3} 43 (è all'incirca quella della Senna) e la massima di m.^{3} 1300, nella parte inferiore del corso. Dai rilievi risulta, che l'attuale letto del Bermejo presenta di fianco a esso un letto abbandonato, lungo più di quattrocento chilometri, diretto come l'attuale, e situato lungo la riva destra. Il letto in attività è completamente regolarizzato sino ai confini della Bolivia, ha eliminato le ràpide — eccettuata una nel tratto del letto nuovo — si svolge di continuo sinuoso e a meandri, e presenta distanti, per lunghi tratti, due terrazzi laterali, che sono letti, il più basso delle acque in piena, il più alto delle grandi inondazioni, e può dirsi che la valle, data la mancanza di affluenti, sia ridotta a questo fossato terrazzato. La più alta media mensile della portata si verificò in marzo, in anticipo su quella del Paraná di 15 giorni, e la minima in ottobre, ossia un mese dopo.

All'entrare nella pianura, il Bermejo è chiuso fra alte ripe, che raggiungono persino 60 m. di altezza, e sono intagliate nella gran coltre diluviale distesa al piede delle sierre preandine: dei banchi di tosca molto resistenti dànno luogo ad accidentalità nel letto, alle ràpide di Leach, e ai restringimenti che costituiscono i passi di Roca e degli Indi; dei banchi minori originano irregolarità di minor conto. A cominciare da Puerto Pigó sino al Fortin 12°, il Bermejo inferiore ha la pen-

[1] Terza Memoria al Honorable Congreso publicada por el Ministerio de Obras Publicas, Buenos Aires, 1905.

denza del 0,16 per chilometro, e dove non è molto approfondito fra le ripe ha una pendenza maggiore. Le ripe cominciano a 46 km. dalla confluenza con il Paraná, e si continuano per più di 300 km., ossia sino a Winter; dopo Winter si ha un tratto di 184 km. senza ripe, e una grande zona sommergibile ai lati; poi riprendono le ripe, però sommergibili, fra Belgrano e Aguirre, che diventano insommergibili, altissime, al Paso delle Cañadas. Tutto ciò è in rapporto alla mediana depressione della Pampa, dovuta al geosinclinale quaternario come antecedentemente si è precisato e descritto, e che il fiume taglia per traverso.

Fra Belgrano e Aguirre lo sviluppo del fiume è 3,17 volte maggiore di quello del fossato che gli corrisponde; il minimo di questo sviluppo è di sole 1,36 volte, e si osserva poco dopo il Paso de Las Cañadas: tutto ciò è dovuto ad un forte grado di sinuosità nel procedere del corso del fiume, che può essere quasi un massimo, poichè in Europa la Theiss, la quale è uno dei fiumi più sinuosi, ha una lunghezza di corso solo poco meno che doppia di quella della sua valle.

La pendenza del letto è all'incirca corrispondente a quella dell'Elba, che raggiunge la quota di 100 m. a 662 km. dal mare, o a quella del Reno che la tocca a km. 621; il Bermejo la raggiunge a 625 km. dal suo sbocco.

Le ripe sommergibili, come pure le rive mancanti di ripe, sono un fattore regolatore assai importante per la portata del fiume, e la loro influenza si sviluppa appunto quando le acque raggiungono alti livelli; poichè allora le esondazioni diminuiscono la velocità dello smaltimento, e portano a un solo modulo medio le varie piene provenienti dalla parte superiore del corso. Sino ad oggi la portata minima osservata fu di 35 m.^{3}, fu però una minima eccezionale, la massima di 1600 m.^{3}; ciò è quasi eguale a quello che si osserva per la Senna (minima m.^{3} 48, massima m.^{3} 1652); si avrebbe per questo più somiglianza con un fiume di zona temperata, a piovosità costante, che con un un fiume subtropicale; ma ciò non è che una apparenza, perchè in realtà si tratta di un regime eccezionale, il quale si rifornisce e si smaltisce in modo da obliterare alquanto i suoi

caratteri di fiume subtropicale, e specialmente nel diminuire la influenza del periodo secco invernale [1].

Già varie volte si è accennato agli *estéros*, i quali invero sono una delle particolarità più curiose della Pampa: essi possono essere *terminali*, oppure *intercalati* nel corso dei fiumi; nel primo caso vanno quindi uniti a un'altra particolarità delle regioni steppiche, ossia al fiume di corso troncato, che scindendosi, dove ha fine, durante le piene, in numerose diramazioni divergenti, come nei delta, termina in pantani e paludi (*bañados*) e in piatti laghi temporanei (*lagunas*), come è il caso del Rio Quinto, dove le acque rapidamente evaporano o vengono assorbite. Tuttavolta, se le perdite per evaporazione non sono notevoli, se le condizioni del sottosuolo si presentano propizie, se il pendìo esterno lo permette, le acque assorbite, dopo un certo tratto, risorgono, e producono una nuova ramificazione di rivi, i quali convergono come nei bacini d'origine, e alcune volte si incavano rapidamente, dando luogo ai cosidetti *zanconeS*, e si ricostituisce così il corso della corrente troncatosi più a monte. È questo il tipo di estéro più frequente, di cui è esempio il già citato Estéro Patiño del Pilcomayo; come lo sono quelli che riducono a tre tronchi quasi indipendenti (il Rio Pasaje, il Rio Juramiento, il Rio Salado di Añatuya) il Rio Salado di Santa Fé.

Si ha poi il gruppo degli estéros della estesissima depressione mediana alla Pampa, e le cui acque alimentano con risorgenza, o per cammino sotterraneo, la Mar Chiquita: essi sono posti al termine del Rio Saladillo, del Rio Primero e del Rio Segundo, i quali solo durante le piene raggiungono direttamente il grande collettore.

Più al sud, il Rio Salado e il Rio Atuel, della provincia di San Luis, nella regione dove dovrebbero confluire, si convertono in un estesissimo estéro, dal quale rinascono correnti che non tardano a loro volta a ricomparire, per formare il Rio di Chadi-Lenfú, che termina nel grande lago salato di Urre Lauquen, mentre in passato giungeva al Colorado [2].

[1] Una curva del caudale del Rio Bermejo è stata data in questo Bollettino al vol. XXX, a pag. 340, 1911.

[2] Nelle carte esistenti la rappresentazione grafica degli estéros è di necessità molto incerta: tutti i cartografi, eccettuati il Delachaux e qualche

In quanto all'origine di questi estéros, già si è detto che la maggior parte di essi si trovano nella zona del riconosciuto geosinclinale recentissimo: sarebbe quindi l'abbassamento prodotto da questo che, troncando la continuità del pendìo del letto dei fiumi, avrebbe determinato la produzione di un corso di sedimentazione di tanto poco acclivio, da permettere che le correnti diramassero in esso come avviene nei delta. Naturalmente, non in tutti i casi si è avuta l'influenza di questo movimento tettonico; poichè è bastante che il profilo del fiume sia maturissimo, e che il clima sia in via di farsi più arido, perchè si possa verificare l'arresto della corrente, o il suo impotente diramare.

Anche un'altra supposizione è da farsi ed è questa: che prima dell'estéro siasi determinata, e ciò in modo particolare per movimenti tettonici, o di assestamento, una depressione chiusa, ossia un lago, o una palude, a mezzo il corso del fiume, la quale in seguito si sarebbe riempiuta per opera alluvionale. In tal caso questo riempimento avrebbe avuto sègnito per l'avanzarsi di un delta lacustre, la cui caratteristica rete idrografica si sarebbe conservata, anche dopo il completo colmamento e la ripresa a valle del corso del fiume. Tutto ciò, in fine, si deve, come sempre, considerare collegato al fatto, che lo stesso clima arido, come può aver contribuito a produrre l'estéro, ancor più concorre a conservarlo; poichè, se il clima si facesse più umido, i fiumi, con azione regressiva, ripiglierebbero il loro corso continuo [1].

Il già ricordato Rio Colorado, che limita verso mezzogiorno la regione della Pampa, appartiene ad una categoria di fiumi

altro, non si sono dati conto delle interruzioni cui essi dànno luogo, e hanno quindi tracciato dei fiumi a corso continuo. Nei primi paragrafi del presente scritto, inseriti nel volume XXXIII di questo Bollettino, a pag. 101 e 109 (fig. 7ª e 8ª) sono date delle rappresentazioni idrografiche della Pampa, redatte sui migliori documenti, e che possono servire di guida per la comprensione della nostra esposizione.

[1] Un vero estéro trovasi in Somalia (vedansi le Carte date dallo Stefanini) presso alla fine del corso dell'Uebi Scebèli, dove questo si perde nella regione detta Bàlli (estéro di interruzione), e riprende nella regione Arenàga (estéro di ripresa), ad alcune diecine di chilometri prima della sua confluenza col Giuba.

affatto diversa: poichè, se i fin qui descritti provenivano da regioni aride montuose, e morivano in regioni aride di pianura, costituendo il *tipo pampeano* per eccellenza; oppure si mantenevano, per aver potuto raggiungere, prima di essere eliminati, una regione piovosa, formando il *tipo del Chaco,* il Rio Colorado, come il suo vicino il Rio Negro, di cui nella terza parte, è di tipo *nilotico;* ossia si rifornisce alle origini con dei laghi regolatori, e per tal motivo mantiene il suo corso attraverso tutta la steppa. A loro volta i laghi si riempiono specialmente allo sciogliersi delle nevi sulle Ande; di modo che il Colorado come il Rio Negro sono in massima magra durante l'inverno, cominciano a crescere con l'iniziarsi della fusione delle nevi in novembre, e continuano con acque piene sino alla scomparsa di queste, ossia sino a metà gennaio. Nel caso del Colorado, pare che abbia poca influenza un velo freatico alimentatore — per il Rio Negro, come si è detto, esiste un velo freatico invertito —, e che le acque superficiali vadano disperse negli estéri, nelle valli morte e nei bacini chiusi della Pampa, che gli sta a sinistra, e che poco o nulla contribuiscano alla sua portata. Questa non è molto variabile: di m.^{3} 175 al 1″ per acque magre, di m.^{3} 225 con acque basse normali, di m.^{3} 680 nelle maggiori piene. Il suo corso non è del tutto regolarizzato: a 120 km. comincia a essere racchiuso fra alte ripe; più in alto, dove affiora il massiccio cristallino della Pampa centrale, si hanno, per 136 km., una serie di ràpide dalle quali risulta una pendenza media di 0,66 ‰, mentre a monte di tali ràpide la stessa pendenza è di 0,375 ‰, a valle di 0,327 ‰.

Acque sotterranee. — Le due grandi regioni in cui si scinde la Pampa, quella del nord a enorme accumulazione, quella del sud ad accumulazione più limitata, su di un basamento cristallino, il quale è qua e là affiorante, non presentano differenze in quanto alla loro circolazione sotterranea: ossia, quasi pertutto i loro veli acquiferi sono poverissimi, sino a una profondità assai grande, e per di più molto di frequente dànno acque salmastre, o salse, o amare, ben di rado acque perfettamente dolci. Ad una profondità maggiore di 500 m., sembra che nella Pampa settentrionale i veli acquiferi si presentino più ricchi, ma sono

in modo eccessivo mineralizzati; più al sud sembra che sia più promettente la ricerca di acque profondissime.

Con ciò le numerosissime perforazioni eseguite in questi ultimi tempi, e che riuscirono assai interessanti per il geologo, mancarono in gran parte al loro scopo; e si è così perfettamente verificato ciò che aveva previsto un venticinque anni addietro il geologo argentino Aguirre. Ora questa mancanza, o scarsità di acque, nel sottosuolo della Pampa, è un fatto abbastanza curioso; perchè tutte le condizioni sembrerebbero a primo aspetto indicare, al contrario, molta ricchezza. Difatti la potente coltre superficiale del loess è permeabile; si hanno in profondità strati permeabili e permeabilissimi, alternati con impermeabili; esiste una pila di terreni di più strutture ed epoche, in parte terrestri in parte marini; si sono riconosciute delle pieghe sinclinali di diversa età e in posizioni differenti; si ha alla superficie frequenza di depressioni chiuse; si dovrebbero quindi, se le condizioni fossero normali, verificare dei livelli acquiferi a ogni base impermeabile di strato loessico, dovunque esistono arene profonde e cambiamenti di *facies,* su tutti i piani di contatto fra terreni di diversa età, sul fondo di ciascun sinclinale. Ma, succedendo il contrario, ciò è probabilmente dovuto al fatto che: « il territorio » argentino si è in prevalenza formato sotto il regime di climi » aridi, che non hanno permesso la manifestazione di livelli » freatici molto ricchi ».

Mi riferisco ai livelli freatici, perchè credo che: « nello svi- » luppo di un sistema idrografico sotterraneo, in terreni di depo- » sito, mantenutisi più o meno sciolti, a zone alternate di diversa » permeabilità, come è il caso di questi della Pampa, ogni velo » acquifero profondo rappresenti un livello già freatico, il quale » è diventato profondo, sia per le mutazioni di posizione rispetto » al suo livello di sbocco, sia per la ulteriore accumulazione » di altri sedimenti ». Ben inteso, che esso non solo si è cambiato in profondo, ma ha anche a mano a mano modificato il suo regime idraulico, massime acquistando una pressione artesiana totale o parziale.

Nessun criterio sintetico è stato sino a oggi indicato per esser guidati nella ricerca delle acque freatiche della Pampa, al di fuori delle regioni dove esistono condizioni particolari.

come sarebbero le catene di dune, le zone pedemontane, i coni di deiezione. Io sarei venuto alla seguente conclusione:

Dove esistono la 2ª, 3ª e 5ª zona di vegetazione, corrispondenti a gran parte della 2ª zona climatica e alla 2ª zona di erosione (vedansi le cartine delle fig. 11ª, 12ª, 15ª della prima parte)[1], ciascun corso perenne d'acqua, o secco solo nei mesi più asciutti, è accompagnato da una regione ad acque freatiche dolci, la quale si estende lungo le sue sponde, e si distanzia da esso sino a quanto lo permette la differenza di altezza fra il letto del corso d'acqua e quella della regione circostante; considerando al minimo il valore della pendenza, che deve avere il velo freatico per possedere la necessaria velocità, che gli permetta di smaltirsi.

Rispetto alle acque sottostanti al velo libero o freatico, frequentemente dotate di parziale pressione artesiana (*semisorgenti*, come si dice, con vocabolo assai proprio, in Argentina), ancor meno sinteticamente se ne può dire. Nella provincia di Buenos Aires, il livello acquifero più costante e di migliori acque è quello che sta alla base del pampeano. Consiste nelle arene desertiche del tarijense, e di certo fu freatico quando si depositarono i primi banchi del loess charruense: innumerevoli sono le perforazioni che lo hanno raggiunto; in alcuni casi, come a Villa Maria, dove fu incontrato a 42 m., presentò arene fluide.

Nulla di preciso si conosce dei livelli acquiferi del pliocene, ossia dell'araucano, perchè quasi sempre, trivellando, riesce difficile distinguere l'araucano dal pampeano: il fondo delle valli estinte della Pampa Centrale, costituito in prevalenza da quest'ultimo, ha un livello acquifero, catturabile, a 20–40 m. di profondità, cifre che, sull'altipiano in cui queste valli sono incise, diventano 100–120 m. (Disvio Luro); mentre il dislivello esterno è di circa 130 m.; quindi si verifica il fatto dell'abbassamento del velo acquifero in corrispondenza della depressione, senza il determinarsi di sorgenti lungo i piedi dell'altipiano; e se qualcuna di queste localmente esiste, dipende dalle dune.

[1] Per errore di stampa la spiegazione a piè della fig. 11ª va alla 13ª e viceversa.

L'insieme entrerriano è in prevalenza arenoso, ed essendo di origine marina, per potergli applicare il concetto ciclico sopra esposto, è da ammettersi che il livello freatico siasi in esso sviluppato dopo l'emersione; inoltre, racchiudendo lenti impermeabili in maniera irregolare distribuite, i suoi livelli acquiferi sono a loro volta compartiti senza regola. Nella perforazione di Aurora (ved. tav. I, sez. 2ª e 3ª della 1ª parte), per il fatto della intercalazione di più strati impermeabili, i livelli acquiferi incontrati nell'entrerriano furono parecchi; nella perforazione di Añatuya si trovò un solo livello nel suo mezzo; in quella di Selva l'acqua mancò del tutto; in quella di S. Francisco si incontrò un livello acquifero nella parte superiore, ed uno nella inferiore della pila. Queste acque erano in alcuni casi dolci, in altri salate: a Tortugas, alla profondità di 56 m., si incontrarono arene fluide.

Sono ancora più incerte e mal conosciute le zone d'acqua della serie mesozoica che sorregge in tutta la Pampa l'entrerriano, anche perchè tale serie, al contrario di quella di Patagonia, non è stata sino ad ora cronologicamente ben decifrata: in prevalenza, le acque in essa emunte si riscontrarono salate: non di rado si ebbero arene fluide, alcune volte di grande potenza ascensionale — nella perforazione di Tostado risalirono per 400 m. —, ed è curioso che la superficie delle intercalate colate basaltiche e melafiriche — perforazioni di Costado, di San Cristobal e di altrove — non siano accompagnate da livelli con acqua. Le perforazioni di Añatuya e di San Cristobal attraversarono la serie cretacea dove si ha il fondo della grande geosinclinale pampeana, tuttavia non si è trovata acqua al contatto del cretaceo con il superiore miocene.

Le perforazioni spinte oltre i 500 m. danno quasi sempre acqua, ma di regola è salata: fanno eccezione la ricerca di Argerich [1], e qualche altra.

Tutto ciò spiega come, essendo geologo della Dirección General de Irrigación, fui sempre contrario al cercare di risolvere il problema della irrigazione in grande per mezzo delle

[1] Cfr. Rend. Accad. Lincei, seduta 8 maggio 1913.

perforazioni; nonostante che di frequente mi si ricordasse il contrario esempio di molte altre regioni aride o semiaride.

Vi sono però limitate regioni, alle quali già si è accennato, in cui le condizioni acquigene sono migliori, benchè continuino ad essere comprese nelle zone climatiche non favorevoli. Limitandomi, come sempre, a ciò che ho avuto occasione di constatare personalmente, dirò che le più singolari fra queste regioni sono quelle a dune della parte meridionale della Pampa, quelle pedemontane attorno alle alte serre della provincia di Córdova, di La Rioja, di Catamarca, unite, o non, a coni di deiezione.

Per la influenza delle dune sulla idrografia sotterranea vedasi il capitolo di questi « Studi » riguardante il Rio Negro, dove è descritto l'esempio classico di Médanos. Qui solo aggiungerò, che la zona arricchita di acque dolci sotterranee sotto l'influenza delle dune è d'ordinario molto circoscritta, e dove cessa, le acque profonde sono ancor più salate dell'ordinario; poichè la duna toglie ad esse, per limitarla a una ristretta zona sua contermine, la consueta azione dolcificatrice delle acque di pioggia. Un fenomeno simile pare verificarsi nei tratti di Pampa boscosa, dove le acque freatiche sarebbero meno abbondanti e più salate, che nella Pampa stepposa; perchè la vegetazione arborea sottrarrebbe al sottosuolo una maggior quantità d'acqua di pioggia che non la steppa (ved. tav. I, fig. 2ª).

Nella parte più arida di La Rioja ho riconosciuto una benefica influenza che le alte catene di montagne di quella provincia hanno nell'approvvigionare, in un modo affatto particolare, la Pampa ad esse sottostante. È a questo proposito una località interessantissima il paese di Aimogasta, nei dintorni del quale si hanno tre elementi orografici: la Sierra del Velasco che viene in direzione da N. a S., distante da Aimogasta una quindicina di chilometri nella direzione del sud-ovest; l'altipiano quasi in forma di *meseta* che comincia dalle falde della Sierra e giunge sino all'abitato di Aimogasta; la Pampa del Belén, o del Grande Bañado, sul cui orlo è fondato il paese, Pampa di una estensione grandissima, compresa del tutto fra cordoni montuosi e rocciosi, in gran parte appartenenti alla provincia di Catamarca.

Il primo di questi elementi è un massiccio cristallino, sopraelevato di almeno due migliaia di metri sulla meseta e sulla Pampa del Gran Bañado, che è quivi di un grande squallore, in alcuni tratti quasi mancante di vegetazione, con un suolo siliceo e arenoso, presentante però qua e là delle vere oasi di verdura, e dei centri abitati con queste connessi, la cui esistenza è dovuta alla presenza di acque, che provengono in vari modi dalla montagna. Il già ricordato Aimogasta e il vicino Aranco possiedono ricche sorgenti, Alpasinche e San Blas, dall'altro lato della Sierra, usano delle acque raccolte con gallerie sotto le arene di un letto fluviale che è superficialmente asciutto [1], e che somiglia per questo agli *uidian* di Tripolitania.

Ora è notevole il contrasto fra la relativa abbondanza, attorno alla Sierra, di acque sotterranee — se ne usufruiscono quasi due metri cubi al 1″ — e la locale scarsità delle piogge, le quali non raggiungono i 200 mm., e che queste acque provengano da una catena massiccia, nuda e rocciosa, priva affatto di corsi a deflusso superficiale. Tuttavia è certo che le rocce cristalline della catena, probabilmente per il loro stato di fratturazione e di alterazione, costituiscono come un bacino di raccoglimento delle piogge scarse in basso, ma forse più abbondanti sull'alto del rilievo, e alle quali si può aggiungere l'acqua condensata sulla superficie del terreno, e quella supposta proveniente dal vapore acqueo contenuto nell'aria, e che penetra direttamente nell'interno.

Le acque così catturate si mantengono nella zona umida più interna, rifuggendo dalle zone assecchite laterali, lungo i versanti, e scendono, come è probabile, per libera canalizzazione e per filtrazione, sino alla base della catena, dove passano di regola nella fascia detritica, situata al piede del versante; più raramente formano sorgenti; ma se qualche corrente temporanea ha asportato per una certa altezza la fascia detritica, e messo a nudo la roccia, si può dare allora il caso di vedere da questa

[1] Nell'oasi dell'Adrar, nella parte occidentale del Sahara, l'acqua viene raccolta in egual modo con gallerie dette *foggara*; questo vocabolo potrebbe servire per indicare il tipo di tale derivazione.

trasudar l'acqua, che senza tale accidentale erosione sarebbe rimasta sotterranea [1].

Si verifica inoltre il fatto, che allo sbocco di ogni corso montano che trasporti molt'acqua durante gli acquazzoni, si ha un grande cono di deiezioni, il quale sale molto in alto sulle pendici del monte, è assai allargato in basso, e determina con la sua base il principio della superficie di carica.

Siccome questi coni sono dovuti a fenomeni di erosione quaternaria, se una *meseta*, o altro piano che stia in relazione con essi, è pure quaternaria, il cono è contrapposto, per una gran parte, ai terreni del piano, e la superficie di carica può essere positiva o semipositiva, ossia posta sopra il suolo o presso di questo, a seconda dell'altezza a cui le acque contenute nel cono cominciano a premere sui veli acquiferi; si avranno allora nella regione acque artesiane nel primo caso; semisorgenti nel secondo; è questo il caso dei coni di deiezione della Sierra di Córdova rispetto al corso del Conlara, di cui fra poco diremo (fig. 7ª).

Nel caso della Sierra del Velasco, invece, è molto probabile, che la meseta sia di età araucana, ossia pliocenica, quindi anteriore alla formazione dei grandi coni di deiezione, i quali per questo poggerebbero su di essa, e la superficie di carica non esisterebbe o sarebbe negativa, ossia posta sotto il suolo e la circolazione sotterranea non avrebbe risalienza o poca, perchè su di questa non premerebbe l'altezza delle acque contenute nel cono, o premerebbero solo quelle degli strati a questo inferiori (fig. 6ª).

Ora si verifica, presso Aimogasta, dopo almeno dieci chilometri dalla Sierra, che un solco approfondito nella meseta, a principio di pochi metri, e quindi a grado a grado sempre più profondo, perchè coordina il suo livello di sbocco con quello della Pampa, lascia scaturire acqua in grande abbondanza, secondo una zona sorgentizia quasi orizzontale; onde si potrebbe credere, che il velo acquifero abbia una carica positiva a monte

[1] Questo serve in certo qual modo ad approvare chi per spiegare la presenza di acque a proprietà artesiane in parecchie delle oasi del retroterra tripolino, ad es. Zaccagna in quella di Gadâmes, ne cerca l'origine in catene distanti parecchie centinaia di chilometri.

e una negativa a valle di queste sorgenti; ossia, che qui la linea di divisione idrologica fra una carica positiva e una negativa sia intersecata dalla superficie del suolo. Nel caso nor-

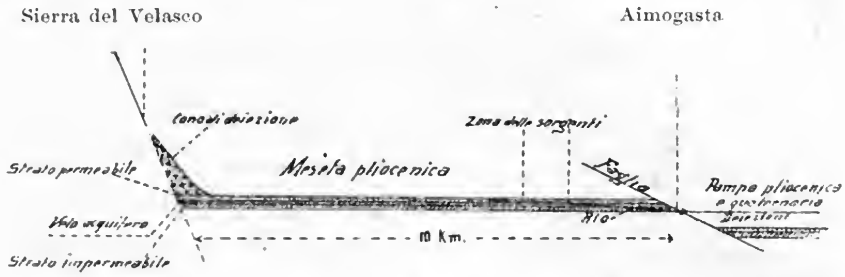


Fig. 6.ª — Spiegazione teorica delle sorgenti di Aimogasta.

male questa intersecazione mai esiste: essa può prodursi artificialmente con la escavazione di un pozzo, ossia abbassando con la canna di questo il livello esterno; quindi, se si osserva ad Aimogasta, si è perchè quivi è avvenuto un particolare fenomeno geologico, ossia uno spostamento per faglia.

Difatti, di poco a sud di Aimogasta, la meseta termina bruscamente, tagliata da un pendìo ripido di un'altezza di parecchie diecine di metri, il quale è l'evidente piano di scorrimento di una faglia, che fece sprofondare una parte della Pampa, e il cui massimo salto appunto corrisponde da dove sbocca il Rio di Aimogasta sino ad Arauco. Fu questo spostamento che troncò il velo acquifero, e che permise alle acque sotterranee di fuoruscire, sul principio dal piano stesso dello scorrimento, quindi per gradi sempre più addentro nella meseta, per effetto dell'erosione regressiva [1].

Tale superficie di scorrimento, per la locale secchezza del clima, è tuttora ben conservata sotto le forme di una fresca e spoglia parete, e si vede principiare ad alcuni chilometri a ovest di Aimogasta, avente dapprima pochi metri di dislivello, quindi

[1] Faglie recentissime, che hanno lo stesso carattere e la stessa posizione, si trovano pure attorno alla Basin Range Province, che, come già si è ricordato, ha affinità morfologiche e genetiche con il Grande Bañado, e che come questo è circondata da catene di smembramento (cfr. Marinelli in Riv. Geogr. Ital., pag. 462, 1913).

a poco a poco si fa sempre più alta, sino ad Arauco, dove tronca altre vene acquifere, e giunge al massimo dell'altezza, che deve essere all'incirca di cento metri (fig. 6ª). Al di là di Arauco, comincia a diminuire di altezza, e termina come è incominciata, dopo aver descritto in piano un'ampia curva con la sua convessità posta verso nord. Sussegue a questa, altra faglia sulla stessa direzione nord-sud, però situata un poco più a ponente, la cui ripa descrive pure una curva, ed è continua per altri cinque o sei chilometri.

Tale fenomeno tettonico è avvenuto in tempi assai recenti, probabilmente quando già il quaternario aveva avuto termine, e fu l'ultimo riflesso del grande sprofondamento originatore della Pampa del Gran Bañado, che, come ho detto, è tutta chiusa fra catene, ed è con probabilità un vero *Graben*, un massiccio sprofondato, isolato da faglie perimetrali. Oggigiorno si verificano tuttavia nella regione dei movimenti sismici, il cui asse deve corrispondere a quello della faglia di Aimogasta: quando tali movimenti sono assai forti, le sorgenti ne risentono e si spostano, od aumentano e diminuiscono di portata, anzi, in un terremoto avvenuto abbastanza di recente (sono comunicazioni orali che mi sono state fatte dagli abitanti), si originò un vulcanetto di fango e sabbia; nel terremoto del 24 ottobre 1894 si produssero fratture nella meseta circostante, e si ebbe la fuoruscita di acque cariche di arena.

Lo squarcio e la successiva erosione della meseta fanno anche riconoscere quali sono le condizioni litologiche interne di essa: la ripa studiata nei pressi della piazza di Aimogasta forma una prima elevazione di una diecina di metri, la quale è composta di argille arenose, in parte di colore verdognolo, che ricordano, per la facies, le argille di origine lacustre che si trovano nel pampeano della provincia di Buenos Aires: sono queste argille le costituenti il letto impermeabile sul quale si raccolgono le acque delle sorgenti.

Data la poca pendenza del letto del corso d'acqua, forse l'1 %, la zona delle sorgenti si estende lunghesso per un chilometro e mezzo almeno, ciò che corrisponde ad uno strato acquifero alto una quindicina di metri, e dal quale trasudano e

sgorgano le acque secondo un letto mediano, e dal piede delle ripe laterali.

Sopra il livello acquifero, per altri quaranta o cinquanta metri, misurati questi nel tratto più alto delle ripe, si ha una pila di strati arenosi, poco cementati, in gran parte composti da granuli di quarzo di color fulvo, come nei veri deserti, i quali sono permeabilissimi: è questa la roccia di particolare facies desertica, che i Quichuas chiamavano *jasi*.

Tali condizioni strutturali si continuano evidentemente sino alle pendici della Sierra del Velasco, le cui acque debbono venir con facilità assorbite da questi strati permeabilissimi, e quindi raccolte sullo strato impermeabile.

Attorno alla Sierra di Córdova, dove le precipitazioni atmosferiche sono tre o quattro volte maggiori di quelle di Aimogasta, si hanno sorgenti e corsi montani ad acque perenni, i quali, scendendo al piede della catena, terminano nei coni di deiezione quaternari, e da questi passano nel loess, pure quaternario, della Pampa, a costituire un velo acquifero profondo, la cui superficie di carica è positiva, se dà luogo alla raccolta di vere acque artesiane, o è semipositiva, se queste acque sono semisorgenti.

Ho potuto riconoscere con precisione questo andamento, studiando le acque del cono di deiezione di Merlo, presso Santa Rosa, nella valle del Conlara, il quale ha corso longitudinale alla Sierra, e la limita dalla parte di ponente. Merlo trovasi ad una altitudine di m. 840, al termine esterno d'un cono di deiezione che comincia a m. 960, e il solco del Conlara è a m. 610, di modo che, intercedendo fra essi la Pampa per una estensione di circa 18 km., la pendenza media esterna del terreno è del 12‰.

La Pampa del Conlara è *di accumulazione* solo alla superficie, perchè a una profondità non molto grande, sottostante a una accumulazione loessica e fluviale quaternaria, si ha un semipiano di terreni cristallini, che qua e là è anche affiorante, ed è rivestito da una fascia di roccia frammentata, fascia che racchiude, nella sua parte inferiore, un velo acquifero profondo, il cui livello piezometrico è regolato con il letto del Conlara, dove zampilla all'esterno per carica positiva: ciò ho riconosciuto con

una perforazione fatta presso il Conlara a Santa Rosa, sulla direzione di Merlo, e dove il velo acquifero si è incontrato a 80 m. dal suolo (fig. 7ª).

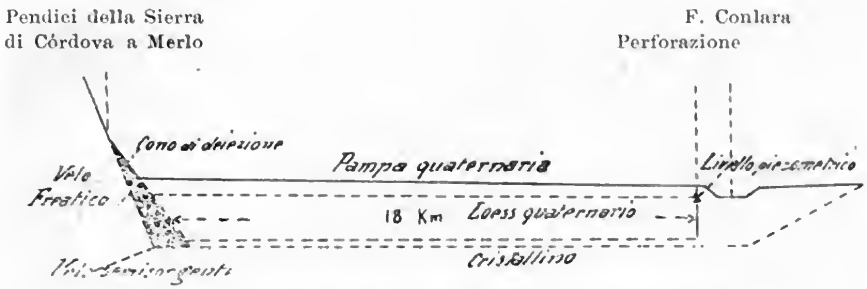


Fig. 7.ª — Schema teoretico della circolazione sotterranea della Pampa del Conlara.

Ora, il cono di deiezione di Merlo, ammesso che sia, come ritengo, quaternario, deve scendere in contrapposto, o alternato, al loess, pur esso quaternario, sino alla base cristallina, ossia presentare un'altezza (si coordinino le cifre già date) di almeno 400 m., e le acque penetrando in esso, che è dapprima eccessivamente permeabile, cominceranno a determinare la carica assai in basso, ossia — tenendo conto della perdita di pressione che deve essere notevole, data la distanza — di qualche centinaio di metri più in alto del livello delle acque del Conlara, quindi intorno a m. 750, rimanendo su questa quota un 160 m. di cono, il quale si può per questo tratto ritenere privo di veli acquiferi, perchè le perforazioni tentate in esso a Merlo non hanno dato risultato.

Spianamenti di denudazione circondanti la Pampa di accumulazione. — Verso il nord, dalla Pampa argentina di accumulazione loessica si passa, a grado a grado, a semipiani strutturali, come sarebbe il Chaco paraguayano e boliviano, e a semipiani misti di livellamento originario e di irregolare denudazione posteriore, esercitata su masse rocciose comprese nei sedimenti orizzontali, semipiani che si osservano nel Paraguay.

Nel Paraguay meridionale, il semipiano strutturale si estende con grandissima regolarità dal fiume Paraná al fiume Paraguay, per modo che Villa Rica, situata al centro di questa regione,

è solo 30 m. più alta di Asuncion che è sulle rive del Paraguay. Le arenarie rosse cretacee, che in prevalenza lo compongono, sono lievissimamente inclinate e immerse verso l'ovest; le stesse arenarie fanno parte del semipiano a tipo misto, perchè qua e là si hanno numerose masse di melafiri che dànno luogo a elevazioni isolate, oppure ad allungati rilievi, a basse catene, sopraelevate di parecchie centinaia di metri sul semipiano, e rappresentanti, con i loro dorsi uniti e livellati, i resti della pianura cretacea. La cosidetta Cordillera di Amambay, la più notevole, ricoperta da *yerbales* (macchie di arbusti di *yerba mate*), e posta a spartiacque fra l'Alto Paraná e il Paraguay, sovrasta al semipiano di un 450–500 m., e la sua massima altezza, che è data da Punta Porá, raggiunge i 650 m., ma si eleva in un modo così lento che non ha affatto l'aspetto di *cordillera*.

Dall'allungato dorso di Amambay si parte, quasi ad angolo retto, la cosidetta Sierra di Mbaracayú, tutta melafirica, e giunge al Paraná, dove dà luogo alla grande cascata del Guayra, o del Guazú che voglia dirsi, la quale è stata ritenuta prodotta da uno spostamento per faglia, ma che si è invece unicamente originata per la resistenza all'erosione regressiva dei banchi della roccia melafirica (detta in lingua guaranitica *itá-jhú*), dai quali precipita.

Questo e la maggior parte degli altri rilievi del Paraguay, originanti dorsi bassi, più o meno continui, a sviluppo in senso lineare, e con rare diramazioni, senza creste, nè discontinuità, parti convesse del semipiano strutturale, ed essi stessi resti di un semipiano, costituiscono un particolare tipo di rilievo, osservabile anche nel Brasile meridionale, e che piglia nei due paesi un nome identico, il quale secondo l'ortografia spagnuola è *Cuchilla*, secondo la portoghese *Cochilha*: credo che non sarebbe inutile introdurre tal nome nella scienza, perchè precisa un tipo di rilievi molto peculiare, da porsi nel gruppo dei *monadnocks* (ved. tav. III, fig. 1ª).

Nell'alto Paraná, inoltre, i filoni melafirici, dove traversano il fiume, dànno luogo a infilate di scogli che quasi sbarrano il corso alle acque, e assumono i nomi di *restingas* o *arrecifes* — i quali però si danno anche alle scogliere marine — e osta-

colano la navigazione, che si riduce a essere possibile solo per determinati canali. Queste *restingas* possono rappresentare in qualche caso la eliminazione di una cascata o di una rápida, sono quindi anch'esse un elemento dello spianamento erosivo.

Come si è ripetutamente detto, la parte meridionale della Pampa è di accumulazione solo in parte, poichè, a una profondità non molto grande, si ha un estesissimo *semipiano* cristallino, corrispondente a quasi tutto il territorio della Pampa Centrale, e che è diventato un *equipiano* per la coltre di arene e di loess, del terziario più superiore e del quaternario, che si è depositata su di esso: è questo un caso non contemplato dai trattatisti.

Un più ristretto esempio dello stesso fatto è offerto dalla Pampa del Conlara, compresa fra le Sierre di San Luis e di Córdova, e alla quale già si è accennato.

Al confine sud, la Pampa quasi cessa di contro alle rive del Rio Colorado, e l'altipiano che interecde fra questo e il Rio Negro pone fine alla steppa loessica, per dar principio alla arenosa. Di questa seconda natura è, al di là del Rio Negro, la copertura del grande *tavolato* patagonico, in cui il livellamento strutturale è stato in gran parte conservato dal poco affondamento e dalla incertezza dei solchi erosivi, e dall'essersi le azioni di appianamento sempre esercitate in senso *conforme* alla struttura.

Fig. 1

Fig. 2

Rov. fot.

Fig. 3

ND GRAF. CALZOLARI E FERRARIO & C. - MILANO

Fig. 1

Fig. 2

INC. DEL. CALZOLARI E BERTARELLI - MILANO

SPIEGAZIONE DELLE TAVOLE

Tav. I.

PAG.

Fig. 1. — La Pampa Centrale, con la valle estinta e il *salitral* di Quehué, vista dal Disvio Luro 27
» 2. — Catena di dune che alimenta la falda acquifera di Médanos, rivestita dalla *Plazia argentea*. 40
» 3. — Un ultimo *ombú (Phitolocca dioica)* nella Pampa in via di diventare città (Buenos Aires, Calle Rivadavia, n. 13.000) 8

Tav. II.

La *Quebrada* di La Rioja: gola in regione semiarida, con particolare tipo di disfacimento dei versanti in roccia granitica, e vegetazione di cactacee (in ispecie *Cereus Tchrsceskyi*) 13

Tav. III.

Fig. 1. — Il semipiano del Paraguay con il lago Ipacarai: sullo sfondo la Cordillera de Los Altos, tipo di *cuchilla* . 47
» 2. — La sàvana lateritica di Campo Grande presso San Lorenzo (Paraguay) con monticini lateritici dovuti alle termiti. 2

[ms. pres. il 10 dic. 1919 - ult. bozze 10 luglio 1920].

TIPI DI ROCCIE SODALITICHE E MELILITICHE
IN SCORIE DI FORNI DA VETRO PRESSO SESTRI PONENTE

Nota del socio S. Franchi

Oltre agli svariatissimi metodi, per via secca, umida e mista, di riproduzione, per sintesi artificiale, di numerose specie minerali, di cui alcuni sono attualmente applicati per la fabbricazione industriale delle gemme, sono a tutti note le riproduzioni accidentali di molte specie minerali nelle scorie di numerose industrie (altiforni, vetrerie, forni da calce, ecc.), nei prodotti di sublimazione di altre (forni da zinco, pel trattamento dei minerali di arsenico, ecc.), negli incendi di miniere di carbone, di pagliai, ecc., e in quei singolari forti antichi, numerosi in Francia, nei quali i blocchi di roccie silicate delle murature sono stati cementati colla vitrificazione *(forts vitrifiés)* [1].

Fra i minerali così accidentalmente prodotti figurano alcuni degli elementi costituenti più comuni delle roccie vulcaniche, come il pirosseno, l'olivina, la melilite, i plagioclasi, ecc., ma non è a mia conoscenza la produzione accidentale dei minerali del gruppo della haüyna. Fra di essi la sodalite, mentre è stata riprodotta con metodi per via mista in presenza di un eccesso di cloruro di sodio, non si è nemmeno tentato di ottenerla nelle famose esperienze di riproduzione delle roccie vulcaniche, eseguite quarant'anni or sono da Fouqué e Michel-Lévy [2].

Io credo perciò non privo di interesse il dar notizia del rinvenimento entro a delle scorie di qualche tipo di roccia a sodalite e nello stesso tempo di altre a melilite, le quali presentano sensibili analogie di aspetto, struttura e costituzione mineralogica con delle roccie vulcaniche.

[1] Stanislas Meunier, *Les méthodes de synthèse en minéralogie.*
[2] Fouqué et Michel-Lévy, *Synthèse des minéraux et des roches.*

Nelle mie escursioni geologiche io non ho mai trascurato le indicazioni che potevano fornire le scorie di industrie, sulla esistenza, nelle vicinanze, di masse minerali (calcare, minerale di ferro, di manganese, ecc.). In certe zone di roccie cristalline la presenza di piccole masse di calcefiri o di calcari è stata non di rado rivelata da una fornace da calce; e qualche volta, come presso le case di Piana del Ponte in Valle Sessera, i resti del forno erano i soli testimoni rimasti di una piccola lente di calcare dolomitico, il cui materiale fu completamente utilizzato [1].

Or son molti anni, scendendo dalla Madonna del Gazo a Sestri Ponente, presso il villaggio di S. Giovanni Battista, osservai nei muri a secco laterali alla mulattiera numerosi blocchi di discreta ed insolita grossezza, di scorie di svariatissime forme, dalla cristallina alla vetrosa. La grande quantità di inclusi angolosi di calcare, più o meno metamorfosati, e la vicinanza della grande massa dolomitica del Monte Gazo [2], colla quale si alimentano tuttora importanti fornaci da calce, mi indussero a pensare che si trattasse di scorie di forni da calce. Ma la presenza in esse della sodalite, come elemento costituente, minerale che contiene oltre il 7 % di cloro, mi costringe a pensare ad una industria in cui entrasse come materia prima qualche cloruro; e il pensiero corre ad una fabbrica da vetri, probabil-

[1] È questa una delle numerose piccole masse calcaree ivi pizzicate, insieme a scisti variegati, nella frattura alpino-dinarica, delle quali la più importante, sempre però di pochi metri di potenza e di estensione, è quella presso le case Calcinone. La gente del luogo asserisce che la calce ivi prodotta era stata trasportata a dorso di mulo per una faticosissima strada di montagna in Valle Mosso.

[2] In questa massa dolomitica, nella quale erano state precedentemente solo trovate diplopore indeterminabili da altri e da me, il prof. Repossi ebbe la fortuna di raccogliere recentemente una interessante piccola fauna della Dolomia principale, colla quale viene anche confermata la esistenza di questo orizzonte del Trias superiore, che io avevo sospettato a Monte Torbi, più a nord, dove dei calcari a *Loxonema* passano gradatamente ad una zona calcareo-scistosa ricca in corallari fascicolati ed in altri fossili specificamente indeterminabili, la quale zona presenta tutti i caratteri del Retico della Valle Pennavaira e dell'alta Valle di Susa. Questa zona si sviluppa anche nei dintorni di Isoverde, dove ricopre in trasgressione delle dolomie, le quali perciò dovrebbero appartenere ad un orizzonte più basso delle precedenti.

mente da bottiglie, industria in cui, in una delle operazioni preliminari della fusione, detta *fritta*, si suole fare una aggiunta di cloruro di sodio, quando pure questo non sia uno degli ingredienti aggiunti per fornire, in sostituzione parziale del carbonato o del solfato di sodio, la voluta percentuale di questo alcali. Il color verde bottiglia di molti pezzi di scoria viene a suffragio di questa ipotesi, che io non potei controllare, non essendo più stato sul luogo dopo l'esame microscopico del materiale. Si tratterebbe in tal caso verosimilmente del residuo di fondo del bacino di fusione del vetro, dalle cui parti inferiori, che si raffreddarono più lentamente, ebbero origine le forme più cristalline, mentre alla superficie si ebbero le forme vetrose.

Principali tipi di scorie.

Anche dai soli campioni da me raccolti risulterebbe che lo strato di scorie sia abbastanza potente, 20-30 cm., spessore che veramente di rado si osserva nelle scorie dei forni da calce; e in esso si osservano una o due zone di parecchi centimetri di scoria molto più grossolanamente bollosa, ricche in inclusi angolosi di calcare, grossi fino a 2-3 cm., fra le quali zone, stando sempre ai campioni da me raccolti, osservansi le forme più cristalline. D'ordinario lo strato è costituito da due parti, una con apparenza di lava, la quale, con transizione rapida, diventa sempre meno cristallina, in prossimità dell'altra, che ha aspetto di vetro, anche poco o punto devitrificato. Presso la zona di transizione si notano nella parte cristallina, a più minuti elementi, delle striscie lenticolari vetrose e analogamente altre striscie cristalline nella parte vetrosa, fatti questi che osservansi talora pure nelle roccie vulcaniche. Le parti presentanti maggior cristallinità sono di colore bigio-ferro con una punta di violaceo, e sono o a struttura miarolitica, con infiniti vani drusiformi in cui spuntano aghetti di pirosseno, o più o meno minutamente bollose, con bolle submicroscopiche o anche grosse fino a 1-2 mm. Le parti vetrose, di color verde bottiglia, presentano talora uno sviluppo di aciculi pirossenici intrecciati, fascicolati *(en gerbe)* e arborescenti, i quali raggiungono la lunghezza di 2-3 mm., le quali dimensioni il pirosseno ha pure nelle forme più cri-

stalline. Alla lente, in queste si osservano inoltre, oltre a numerosi inclusi calcarei più o meno completamente metamorfosati, miriadi di piccole macchie chiare tondeggianti, ricordanti le leuciti delle roccie leucitiche a minuti elementi, le quali macchie sono invece dovute ad un minerale diverso, cioè alla sodalite. Dei campioni dei tipi cristallini di queste scorie hanno tali rassomiglianze con delle lave, da poter essere con tali roccie confuse.

Principali costituenti mineralogici.

Pirosseno. — È il costituente più abbondante, che non manca mai nelle nostre scorie, salvo che nelle forme più prettamente vetrose. Tolto il caso dei tipi felspatici con struttura pseudo-ofitica, nei quali esso è posteriore al plagioclasio basico, il pirosseno è sempre automorfo, ma in forme aciculari, con sviluppo, generalmente esclusivo, delle faccie del prisma (110) ed è incoloro nelle sezioni sottili. Esso presenta quasi sempre la disposizione raggiata, talora la fascicolata *(en gerbe)* e più raramente la arborescente, e i elinaggi, la rifrangenza e la birifrangenza caratteristiche della specie. Nelle forme di scorie meno cristalline le faccie, anzichè lisce, sono ruvide e papillose, e i cristalli sono circondati da innumerevoli cristallini con essi isorientati. A delle forme nascenti di pirosseno corrispondono probabilmente delle parti del vetro fondamentale intorbidate, abbastanza frequenti, le quali si vedono a volte sfumare con plaghe pirosseniche minutissimamente fibroso-raggiate. Non di rado gli aciculi di pirosseno costituiscono degli avviluppi tangenziali (nel senso geometrico della espressione) alle bolle, di cui limitano così le pareti, come vedremo accadere per la sodalite.

Sodalite e leucite (?). — Un altro elemento importante di queste scorie, rappresentato in tutti i tipi di esse e costituente principale di tutti i tipi più cristallini, mi ha lasciato ancora dubbioso sulla sua determinazione specifica. Eccone i caratteri: incoloro, quasi perfettamente isotropo, presentante delle anomalie leggere le quali generalmente sono senza caratteri geometrici, col quarzo tinta sensibile. In qualche caso però si distinguono striature rettilinee in diverse direzioni, che ricordano le anomalie della leucite. Il minerale ha contorni nettissimi, soventi

esagonali, e screpolature irregolari curve, come il vetro fondamentale; oltre che in individui isolati si presenta in raggruppamenti multipli collocati soventi al centro degli irraggiamenti di pirosseno, di cui include quasi sempre minuti cristalli, e del quale perciò è posteriore. Esso è soventi compenetrato dal vetro che si insinua in esso dalla periferia, e di vetro presenta frequenti inclusioni, talora disposte con qualche simmetria in zone multiple, parallelamente al contorno e preferibilmente in corrispondenza dei vertici di esso, carattere questo che ricorda la disposizione delle inclusioni della leucite. In alcuni preparati il minerale in questione costituisce un involucro attorno alle bolle, talvolta tanto sottile che il circolo sezione della bolla si può dire inscritto nel poligono del suo contorno; talvolta l'involucro è più grosso e la bolla ne sta al centro, costituendo così dei cristalli-bolla. Nelle scorie più vetrose questo minerale presenta forme nascenti interessantissime, col solo guscio esterno più o meno incompleto e con ramificazioni cristallitiche all'interno secondo assi ortogonali, carattere questo ricordante pure la leucite.

Da questi caratteri noi possiamo dedurre che si possa trattare o di leucite, o di nauseana-haüyna, o di sodalite, o forse di più d'uno di essi. I saggi chimici potranno solo aiutarci fino ad un certo punto, non essendo possibile isolare il minerale, onde circoscrivere la scelta. Il dott. Ratto, addetto al laboratorio dell'Ufficio geologico, a mia richiesta, volle gentilmente eseguire alcuni saggi. Questi lo hanno portato ad escludere la presenza dell'acido solforico, con che sono subito messe da parte la nauseana e la haüyna; egli riconobbe la presenza del cloro, per cui invece dobbiamo ammettere la presenza della sodalite. Il liquido risultante dall'attacco all'acido cloridrico a freddo contiene del potassio, il quale potrebbe essere dovuto tanto ad elementi di leucite, o di sodalite, in cui il sodio sia stato parzialmente sostituito dal potassio, od anche ad altre parti attaccabili della scoria.

Noi dobbiamo perciò, dal complesso delle osservazioni, dedurre che il minerale isotropo delle nostre scorie sia prevalentemente sodalite, senza poter escludere che vi sia pure rappresentata la leucite, alcuni caratteri della quale furono riscontrati in alcuni elementi.

Melilite. — Questo minerale, tanto abbondante in molte roccie vulcaniche e in quasi tutte le scorie di altiforni, dove i suoi cristalli possono raggiungere vari centimetri di lunghezza, è un costituente essenziale od importante di alcuni tipi delle nostre scorie, e vi presenta alcuni caratteri molto interessanti. Gli elementi possono raggiungere un millimetro di lunghezza, ma presentano quasi sempre contorni sfrangiati verso la massa vetrosa ambiente, e non di rado presentano raggruppamenti flabelliformi. Rifrangenza, birifrangenza, dispersione sono quelle caratteristiche del minerale. In alcuni preparati ho potuto notare nei cristalli di melilite interessanti proprietà ottiche, già notate in altre meliliti di formazione accidentale: una parte centrale presenta segno negativo come la melilite naturale, una zona esterna segno positivo, mentre una zona intermedia, che sfuma colle altre due, a mezzo di zone con birifrangenza sempre minore, è monorifrangente. Ammettendo la spiegazione data da M. Vogt, dei rapporti esistenti fra le proprietà ottiche e la costituzione chimica dei minerali artifiziali del gruppo della melilite, noi dovremmo ammettere che la zona esterna positiva dovrebbe corrispondere a miscugli isomorfi di akermannite e di gehlenite in rapporti superiori a 7 : 3; le parti isotrope ad un miscuglio nel rapporto di 6 : 4, mentre i miscugli più ricchi in gehlenite sarebbero, come la melilite naturale, di segno negativo. Adunque nel processo di segregazione di questi diversi miscugli, nelle nostre scorie, si sarebbero cristallizzati prima quelli più ricchi in ferro e allumina, cioè più prossimi alla melilite naturale, e infine quelli essenzialmente calco-magnesiaci.

Olivina. — Questo minerale, così comune nelle roccie vulcaniche basiche e in molte scorie, è pure frequente in alcuni tipi di quelle di cui stiamo parlando. Esso è in generale in cristalli completi e perfettamente terminati di piccole dimensioni: non di rado forma aggregati granulari, e soventissimo si presenta in forme nascenti svariatissime.

Labrador. — Solo in alcuni preparati ho osservato lo sviluppo di cristalletti allungati di un plagioclasio basico, probabilmente labrador, presentanti col pirosseno che è di due forme, in cristalli terminati e in aciculi come nel resto dei preparati, entrambi di formazione posteriore, una chiara struttura ofitica.

Questa singolare struttura, frequente nelle porfiriti antiche di varie età, è stata pure osservata in Islanda entro a roccie vulcaniche di colate recenti. È a notare che Fouqué e Michel-Lévy ebbero qualche difficoltà per ottenere tale struttura e che essi a tale scopo dovettero ricorrere, nel loro metodo di prolungata fusione seguita dal cosidetto *recuit* o *sous-fusion*, al trattamento di miscugli di augite e di felspati molto basici.

Notevole in queste scorie è la mancanza di spinellidi, così frequenti nelle roccie vulcaniche, il che può essere in rapporto coll'ambiente riducente in cui avvenne la fusione. Vi sono solamente granellini scuri informi indeterminabili.

I numerosi inclusi calcareo-dolomitici sono talora solo vetrificati, ma soventi sono metamorfosati, con sviluppo di wollastonite nella parte interna e di pirosseno, in un intreccio di aciculi, all'esterno.

La massa vetrosa fondamentale, in lamina sottile, è incolora, verde chiarissima, o bruna trasparente, e anche soventissimo opaca: la opacità però è in molti casi dovuta alla iniziata segregazione del pirosseno in elementi submicroscopici (devitrificazione), il che si osserva il più soventi negli spazi interstiziali o in aureole attorno agli elementi di pirosseno.

Una raccolta meno incompleta di campioni potrà permettere di precisare meglio la presenza della leucite e di trovare altre strutture e altri elementi costituenti, e forse anche più intime analogie con delle roccie vulcaniche.

Notiamo intanto che la sodalite, oltre che in roccie profonde, è stata trovata nelle roccie delle famiglie delle trachiti (Campi Flegrei, Ischia) e delle fonoliti (Cantal, Africa), nella teralite dei Monti Crozy, e in molte lave, anche recenti, dell'Islanda. In Groenlandia Steenstrup trovò una roccia costituita essenzialmente da sodalite rosso-violetta, e W. Ramsay denominò tawite una roccia della penisola di Kola, nel Mar Bianco, costituita da sodalite e da pirosseno, analogamente ad alcune delle nostre scorie.

[ms. pres. 1° aprile - ult. bozze 8 luglio 1920].

FOSSILI RARI O NUOVI
IN FORMAZIONI DEL PALEOGENE

Nota del socio dott. A. Silvestri

(Tav. IV)

Nelle località dove scarseggiano o mancano affatto i fossili dei Metazoi, è ben difficile, qualora si tratti di sedimento marino, non sieno più o meno largamente rappresentati quelli dei Protozoi, appartenenti alla classe zoologica dei Rizopodi reticolari, i quali, a primo acchito, sembrerebbero dover fornire ottimi elementi per la distinzione stratigrafica dei terreni, giacchè non solo le loro forme ripetonsi con grande e spesso grandissima somiglianza, in terreni di località svariate di tutta la superficie terrestre, originatisi nel medesimo ambiente marino, ma in fatto della loro filogenesi si hanno anche delle serie importanti e caratteristiche, le quali conducono a rintracciare quelle che comunemente si dicono specie, con molta sicurezza, attraverso i tempi.

Però contro di questi ultimi fossili si fa nell'attualità un'aspra campagna in particolare da parte dei geologi, per dimostrare nullo o quasi nullo il valore stratigrafico già attribuito a quelle forme di essi, le quali, per la struttura complicata del loro nicchio, pareva offrissero in proposito le migliori garanzie. In tale azione si è sicuramente andati assai oltre i limiti fin qui consentiti dallo studio dei giacimenti meglio conosciuti, e per gli altri, ossia pei giacimenti tutt'ora poco noti, non si è tenuto, a parer mio, nel debito conto d'un elemento importantissimo, qual si è quello della possibilità e spesso certezza d'estesi rimaneggiamenti di conchiglie che, per la loro piccolezza e configurazione più o meno tondeggiante, hanno potuto subire e risubire trasporti da un terreno nella sedimentazione di un altro, senza

siasi manifestata in esse alcuna alterazione rilevante, o ben appariscente [1]. E questo è accaduto, per non essersi studiate e messe in evidenza le condizioni in cui i fossili si son presentati nel loro giacimento, ossia nella roccia di cui ora fanno parte, e nemmeno la genesi di questa e la sua tessitura. Ritengo poi non si sia nemmeno dato al fenomeno biologico della convergenza, sì esteso nei Rizopodi reticolari, quell'importanza che merita, e neanche sviluppo sufficiente allo studio morfologico, strutturale e filogenetico dei fossili dal valore stratigrafico incriminato; e pertanto che prima di venire a negar questo, occorra approfondire meglio le conoscenze sull'argomento, e non dimenticando che fossili piccoli o grandi hanno tutti un vizio, dirò così, d'origine: essi sono l'indice esatto, si sia o no al caso di riconoscerlo, d'un determinato ambiente di vita, anzichè, in generale, d'una determinata età.

Col presente scritto mi propongo di portare un piccol contributo allo studio del soggetto, trattando di talune forme rare o nuove, rinvenute in rocce del paleogene, sulle quali trovo opportuno richiamare l'attenzione dei paleontologi ed anche dei geologi, per le conseguenze che, allo stato attuale delle ricerche, possono desumersene.

* * *

Omphalocyclus Pantanellii A. Silvestri

(Tav. IV, fig. 1 e 2).

Sorites? sp. A. Silvestri, 1911: in Pantanelli: Atti Soc. Nat. e Matem. Modena, ser. 4, vol. XIII, pag. 31.
Miolepidocyclina Pantanellii A. Silvestri, 1911; in Pantanelli: Atti Soc. Nat. e Matem. Modena, ser. 4, vol. XIII, pag. 32.

Dopo la determinazione preliminare di fossili paleogenici dell'Appennino Modenese, contenuti in sezioni litologiche affidatemi dal compianto ed illustre amico prof. Dante Pantanelli,

[1] Vedasi a questo proposito quanto espongo a pag. 81 e nelle successive del mio studio critico sulle *Orbitoidi cretacee nell'eocene della Brianza* (Mem. Pontif. Acc. N. Lincei, ser. 2, vol. V, pagg. 31-107, figg. E-H, tav. I, Roma, 1919).

di cui questo pubblicò i risultati a carte 31 e 32 della sua nota *Sulla estensione dell'Oligocene nell'Appennino settentrionale* [1], ho potuto effettuare nuove ricerche su materiale da me personalmente raccolto, le quali, assieme con le prime, mi hanno consentito, con quell'approssimazione che è lecita da uno studio fondato su organismi non separabili dalla roccia, e da ricostruirsi su frammenti di sezioni contenuti in preparati differenti, di stabilire che le forme da me determinate nel 1911 per *Sorites?* sp. e *Miolepidocyclina Pantanellii*, appartengono ad unica specie, la quale, dalla sezione meridiana riprodotta nella fig. 1 dell'unita tav. IV, è da riconoscersi per un *Omphalocyclus*, che non è il *macropora* (Lamck.). E ciò agevolmente può rilevarsi, meglio che da qualunque descrizione, dal confronto delle fig. 1 e 2 della citata tavola, con le 1 e 2 di pag. 130 della mia monografia sui *Fossili cretacei della contrada Calcasacco presso Termini-Imerese (Palermo)* [2]. Degni di particolare attenzione sono nel nuovo *Omphalocyclus* la piccolezza e molteplicità delle logge, limitate nella sezione equatoriale da pareti ad arco depresso (fig. 2, tav. IV), e la fitta perforazione delle pareti stesse, meandriformi nella sezione meridiana (fig. 1, ibidem).

Il genere *Omphalocyclus* dal nicchio perforato, viene in questo caso a risultare equivalente al genere *Sorites* (Ehrenberg) dal nicchio impervio.

L'*Omphalocyclus Pantanellii* mi resulta rarissimo in breccette calcaree brunastre, poligeniche, contenenti non rari frammenti di rocce diverse, ed anche di calcare bianco grigiastro, verosimilmente cretaceo, rinvenute al Borro del Leo presso Fanano, ed a Ca d'Albino nelle vicinanze di Sestola, nell'Appennino Modenese; breccette di certo appartenenti alla medesima formazione geologica, che il Pantanelli ha stabilito esser, come posizione, « superiore alle argille scagliose, e ai serpentini che le accompagnano dell'eocene superiore » (loc. cit., pag. 31), ed era da lui stata attribuita fin dal 1883 all'oligocene, e vi è stata da lui stesso confermata nel 1911. Sto a ritenere che in

[1] Atti Soc. Nat. e Matem. Modena, ser. 4, vol. XIII, pag. 28-37, Modena, 1911.

[2] Palaeontogr. Italica, vol. XIV (1908), pag. 121-170, fig. 1-38, tav. XVII-XX, Pisa, 1909.

esse breccette il fossile in questione si trovi *in situ*, e rappresenti la forma oligocenica del genere *Omphalocyclus*, il quale, pertanto, dovrebbe trovarsi pure nell'eocene, ed in forma di transizione tra l'*Omph. macropora*, dordoniano, e l'*Omph. Pantanellii*, oligocenico, e d'oligocene, a mio avviso, antico. Per vero dire, *Omphalocyclus* si sono segnalati dell'eocene, ma finora di tipo perfettamente cretaceo, e con tutta probabilità rimaneggiati.

L'*Omph. Pantanellii*, nell'oligocene dell'Appennino Modenese, è in compagnia di questi fossili: *Orbitolina* sp., *Marginulina costata* (Batsch), *Ellipsoidina ellipsoides* G. Seguenza, *Glandulonodosaria radicula* (Linné), *Glandulonodos. annulata* (Reuss), *Alveolina* sp., *Rotalia tuberculata* (Schubert), *Amphistegina vulgaris* D'Orbigny, *Nonionina* cfr. *Boueana* D'Orbigny, *Operculina complanata* (Defrance), *Heterostegina* cfr. *depressa* D'Orb., *Cycloclypeus*? *communis* Martin, *Spiroclypeus margaritatus* (Schlumberger), *Orthophragmina* sp., *Gypsina* sp., *Lepidocyclina sumatrensis* Lemoine e Douvillé (non Brady), *L. Tournoueri* Lem. e Douv., *L. Morgani* Lem. e Douv., *L. angularis* Newt. e Holl., *L. marginata* (Michelotti), *L. dilatata* (Michelotti), *Miogypsina complanata* Schlumberger, ecc.

Miogypsina complanata Schlumberger

(Tav. IV, fig. 3 e 4).

Miogypsina complanata Schlumberger, 1900; Bull. Soc. Géol. France, ser. 3, vol. XXVIII, pag. 330, tav. II, fig. 13-16, tav. III, fig. 18-21. — A. Silvestri, 1911; in Pantanelli: Atti Soc. Nat. e Matem., Modena, ser. 4, vol. XIII, pag. 32. — Prever, 1912; Mem. descriz. geol. Italia, vol. V, pag. 233, tav. VIII, fig. 13.

Con l'associazione di fossili di cui sopra, la *Miogypsina complanata* trovai per la prima volta nel 1911 (loc. cit. nella sinonimia), nelle breccette brunastre oligoceniche del Borro del Leo presso Fanano e di Ca d'Albino nelle vicinanze di Sestola, nell'Appennino Modenese, essa era però ben conosciuta qual forma del miocene aquitaniano, elveziano e langhiano, ed in particolare dell'elveziano del Piemonte. Il rinvenimento nel-

l'oligocene avrebbe un interesse puramente stratigrafico, se la specie, oltre che nell'aspetto caratteristico della fig. 3 dell'unita tav. IV, non si presentasse pure, e ciò nella seconda delle località sopra ricordate, in quello della fig. 4 della tavola medesima, ossia con l'abito di forma giovanile od iniziale che dir si voglia, ricordando in tal caso una *Discorbina*, *Rotalia*, *Truncatulina* ecc., e permettendo d'arguirne che le Miogipsine si sieno originate nell'oligocene, salvo se anche prima [1].

Tanto la *Miogypsina complanata* nella forma definitiva, quanto quella nella forma iniziale, sono frequenti nelle succitate località di rinvenimento, ma sinora ne ho riscontrato soltanto esemplari megalosferici, ed a grande megalosfera, come quelli delle fig. 3 e 4 della tavola (sezioni equatoriali), di cui la prima mostra la particolarità delle logge cicliche a losanga più regolari che di consueto, e la seconda di far vedere, con un po' di attenzione, l'apertura con la quale la sfera iniziale comunica con la seconda loggia dell'apparato embrionale, e con essa il carattere d'ortostilia della specie; già però palese per le perforazioni del nicchio.

Ellipsoidina ellipsoides G. Seguenza

(Tav. IV, fig. 5).

Ellipsoidina ellipsoides G. Seguenza, 1859; Eco Peloritano, Giorn. Sc. Lett. ed Arti, ser. 2, anno V, fasc. 9, pag. 12, tavola, fig. 1-3. — Brady, 1868; Ann. and Mag. Nat. Hist., ser. 3, vol. 1, pag. 338, tav. XIII, fig. 1, 1 *a*, 2 (*elongate form*), 5 (*subglobular variety*), 4-12. — A. Silvestri, 1899; Rendic. R. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. e nat., ser. 5, vol. VII, 1° sem., pag. 595, fig. 1, 2 e 3. — A. Silvestri, 1900; Atti e Rendic. R. Acc. Sc. Lett. ed Arti Acireale, n. s., vol. X (1899-1900), Cl. Scienze, pag. 6, tavola, fig. 1-2. — Schubert, 1911; Abhandl. k. k. geol. Reichsanst., vol. XX, fasc. 4, pag. 54, tav. VI, fig. 3.

[1] La forma degli argilloschisti dell'ipresiano di El-Guss-Abu-Said nel Deserto Libico, detta dallo Schwager *Discorbina calcariformis* (1883, Palaeontographica, vol. XXX, fasc. 6, pag. 121, tav. XXVII, fig. 9 *a-b*), mi farebbe sospettare che da essa possano esser derivate delle Miogipsine, che di conseguenza rimonterebbero all'eocene antico.

Ellipsoidina oblonga G. Seguenza, 1859; Eco Peloritano, Giorn. Sc. Lett. ed Arti, ser. 2, anno V, fasc. 9, pag. 13, tavola, fig. 4.
Ellipsoidina abbreviata G. Seguenza, 1859; Eco Peloritano, Giorn. Sc. Lett. ed Arti, ser. 2, anno V, fasc. 9, pag. 14, tavola, fig. 5.
Ellipsoidina? ellipsoides G. Seguenza. — A. Silvestri, 1911; in Pantanelli: Atti Soc. Nat. e Matem. Modena, ser. 4, vol. XIII, pag. 31.

Tolgo oggi la riserva posta nel 1911 alla determinazione generica della specie, rarissima nella breccetta brunastra di Ca d'Albino presso Sestola, nell'Appennino Modenese, la cui sezione longitudinale riproduce in fotografia la fig. 5 della tav. IV qui unita; riserva dovuta al fatto che non erami riuscito di osservar traccia di sifone interno in nessuna delle sezioni esaminate, riferentesi al giacimento in questione. E la tolgo perchè ho potuto accertare che, quando, come nel caso presente, l'*Ellipsoidina ellipsoides* comparisce in una roccia calcarea compatta, la calcite la quale ne invade l'interno fa sparire frequentemente il sifone. Nel caso particolare poi, la delicata conchiglia dai gusci ovoidali collocati l'un dentro l'altro, come nelle scatole giapponesi, ed addossati per la base, ha subito potenti compressioni, che ne hanno dislocato i segmenti interni, deformato e rotto il più esterno, per cui il sifone, prima di rimaner distrutto, ne deve essere stato frantumato e disperso a cagione della sua poca resistenza.

I fossili che si presentano assieme con l'*Ellipsoidina ellipsoides*, nel giacimento Modenese di questa, sono già stati ricordati a proposito dell'*Omphalocyclus Pantanellii* (v. a pag. 60).

La specie nominata in quest'articolo è frequente in certi calcari marnosi teneri (trubi) del miocene, comuni nell'Italia meridionale e nella Sicilia, ma rimonta al bartoniano: l'ho rinvenuta p. es., ma rara, in quello di Gassino presso Torino. Essa trovasi altresì nel pliocene, però rarissimamente. È interessante il suo ultimo rinvenimento, da parte dello Schubert, nel calcare biancastro e tenero a Globigerine (sorta di trubo) del Nuovo Mecklemburgo e dell'Isola Djaul nell'Arcipelago di Bismark, nel quale pure esistono rocce del tipo di quella di Ca d'Albino, che alla loro volta sono rappresentate nelle formazioni della Sicilia e della Toscana, con le quali connettonsi i trubi. Questi rappresentano un sedimento di mare profondo, mentre le prime

appartengono ai sedimenti littoranei o quasi; sedimenti però non coevi, per quanto finora si conosce in proposito, risultando i trubi più giovani (miocenici) rispetto alle rocce nominate in precedenza (oligoceniche) e che, dai fossili predominanti, dir si debbono: calcari a Lepidocicline. Non mi sorprenderebbe però che si possa un giorno o l'altro, specie nel territorio di Termini-Imerese (Palermo), venir a riconoscere la coetaneità di trubi e di rocce a Lepidocicline.

Cycloclypeus? communis Martin

(Tav. IV, fig. 6).

Cycloclypeus communis Martin, 1880; Niederländ. Archiv. Zool. Leyden, vol. V, pag. 191, tav. XIII, fig. 1 e 2. — H. Douvillé, 1910; Ann. Soc. Zool. Malac. Belgique, vol. XLIV (1909), pag. 136, fig. 11-14, tav. VI, fig. 5 e 6. — H. Douvillé, 1911; Philippine Journ. Science, vol. VI, n. 2, Sect. D, pag. 57, tav. A, fig. 6.

Cycloclypeus sp. A. Silvestri, 1911; in Pantanelli: Atti Soc. Nat. e Matem. Modena, ser. 4, vol. XIII, pag. 32.

La fig. 6 della tav. IV al termine di queste pagine ripete fotograficamente la sezione parallela alla meridiana, d'un fossile il quale potrebbe esser tanto una *Lepidocyclina* decorticata e privata delle logge estraequatoriali, quanto un *Cycloclypeus*. Alla prima ipotesi starebbe contro la troppa regolarità della decorticazione d'ambo i lati del disco costituito delle logge equatoriali, e la resistenza che avrebbe opposto il complesso così fragile, al logorio intenso il quale dovrebbe aver subito, senza rompersi; alla seconda s'opporrebbe la presenza di tracce di loggette estraequatoriali ai lati del disco (vedasi nella parte inferiore della fig. 6). La probabilità maggiore però parmi sia per la seconda ipotesi ed a questa, almen provvisoriamente, m'attengo.

Detta fig. 6 riguarda direttamente esemplare della breccetta calcarea bianco-brunastra a Lepidocicline, delle Cave di Fontanàs a Paxos nelle Isole Jonie [1], ma somiglianti sezioni ho

[1] Sentitamente qui ringrazio il chiarmo prof. Alessandro Martelli, del R. Istituto di Studi Superiori di Firenze, d'avermi, con molta e rara cortesia, consentito l'esame dei materiali di Paxos da lui raccolti e stu-

osservate, e sempre rare o rarissime, in materiali analoghi di località sopra ad Ayos Marina, pure in Paxos, e nelle breccette calcaree brunastre, anche queste a Lepidocicline, di Ca d'Albino presso Sestola e del Borro del Leo nelle vicinanze di Fanano, nell'Appennino Modenese, i fossili delle quali compariscono qui citati a pag. 60.

In quanto alla breccetta di Paxos, essa contiene sopratutto le specie che qui elenco, oltre al *Cycloclypeus* accennato: *Rupertia stabilis* Wallich, *Rup. incrassata* Uhlig, *Amphistegina vulgaris* D'Orbigny, *Rotalia tuberculata* (Schubert), *Spiroclypeus carpaticus* (Uhlig) (= *Spiroclypeus granulosus* Boussac), *Globigerina bulloides* D'Orb., *Lepidocyclina praemarginata* R. Douvillé, *L. Tournoueri* P. Lemoine e R. Douvillé, *L. angularis* Newton e Holland, *L. Verbeeki* Newton e Holland, *Carpenteria lithothamnica* Uhlig, *Gypsina globulus* (Reuss), *Heterostegina depressa* D'Orb., *Operculina complanata* (Defrance), *Glandulonodosaria radicula* (Linné), *Clavulina eocaena* Gümbel, *Trillina Howchini* Schlumberger, *Gyroporella* sp., *Lithothamnium* cfr. *nummuliticum* Gümbel, *L.* cfr. *ramosissimum* (Reuss), *L.* cfr. *iurassicum* Gümbel, *Crisia* cfr. *Haueri* Reuss, *Cellepora?* sp., ecc.

Sull'elemento incompleto della fig. 6 ed i simili osservati, riesce ben difficile procedere a determinazioni specifiche, pur non di manco, semprechè si tratti in realtà di *Cycloclypeus*, le dimensioni in lunghezza delle cellette equatoriali, di 0,13 o 0,16 mm., mi fanno propendere per l'assegnazione del fossile al *C. communis* Martin, il diametro del quale nella fattispecie valuto superiore ai 3 mm. Debbo però notare che in quest'assegnazione mi riferisco ad un modo, e probabilmente convenzionale, d'interpretar la specie per parte di H. Douvillé (1911; *loc. cit.* nella sinonimia), perchè il Martin non l'ha originariamente ben definita, e nemmeno di poi nello studio del 1891 dal titolo: *Die Fossilien von Java auf Grund einer Sammlung von Dr. R. D. M. Verbeek;* e dal sottotitolo: *Die Fora-*

diati (*Le formazioni geologiche ed i fossili di Paxos e Antipaxos nel Mare Jonio,* Boll. Soc. Geol. Italiana, vol. XX, pag. 394-437, tav. VII, Roma, 1901) sull'età dei quali però non ci troviamo d'accordo: per lui sono eocenici, per me oligocenici.

miniferen führenden Gesteine. Studien über Cycloclypeus und Orbitoides (Samml. geol. Reichs-Mus. Leiden, n. s., vol. I, fasc. 1, pag. 1–12, tav. I: *Cycloclypeus communis* a pag. 4, tav. I, fig. 1). L'antica interpretazione di H. Douvillé (1910, *loc. cit.* nella sinon.) lasciava intendere che il *Cycl. communis* non fosse un *Cycloclypeus* completo, perfetto, ma invece quella forma di transizione tra *Heterostegina* e *Cycloclypeus*, che corrisponde all'*Heterostegina depressa* var. *cycloclypeus* A. Silvestri.

Dal punto di vista zoologico credo che il *Cycl. communis* Martin, nella seconda interpretazione douvilléiana, sia specificamente inseparabile dal *Cycloclypeus Carpenteri* Brady, di cui rappresenterebbe la forma antica, ossia la fossile.

La sezione fig. 6, di questa tav. IV, fa scorgere in quali punti avvengano le comunicazioni tra le logge equatoriali, e la facoltà dell'animale di risaldare e restaurare il proprio nicchio, rottosi (riformismo, secondo il Fornasini).

Il *Cycloclypeus communis* Martin era conosciuto fin qui in calcari a Lepidocicline del langhiano ed aquitaniano di Papua, di Giava, del Borneo e delle Filippine. Per quanto concerne l'Appennino Modenese, l'antichità della specie e per quel che ho già detto a pag. 60, va fatta rimontare all'oligocene, ed altrettanto sto a ripetere pei citati rinvenimenti di Paxos, eocenici però pel Martelli, ad onta della grande analogia di fauna e flora tra i calcari a Lepidocicline di Paxos contenenti il *Cycloclypeus? communis*, e gli altri di Papua, ritenuti del miocene inferiore.

Spiroclypeus margaritatus (Schlumberger)

(Tav. IV, fig. 7).

Heterostegina margaritata Schlumberger, 1902; Samml. Geol. Reichs-Mus. Leiden, ser. 1, vol. VI, parte 3, pag. 252, tav. VII, fig. 4. — H. Douvillé, 1905; Bull. Soc. Géol. France, ser. 4, vol. V, pag. 462.

Spiroclypeus orbitoideus (pars) H. Douvillé, 1905; Bull. Soc. Géol. France, ser. 4, vol. V, pag. 459, tav. XIV, fig. 3 (n. 2) e fig. 4 (non fig. 1, 2, 3 [n. 1], 5 e 6).

Spiroclypeus margaritatus (Schlumberger). — Boussac, 1906; Bull. Soc. Géol. France, ser. 4, vol. VI, pag. 97.

Heterostegina cfr. *margaritata* Schlumberger. — A. Silvestri, 1911, in Pantanelli: Atti Soc. Nat. e Matem. Modena, ser. 4, vol. XIII, pag. 32.

Nel 1902, lo Schlumberger fondò la specie *Heterostegina margaritata* sopra esemplari contenuti in calcare grigiastro o giallastro del miocene aquitaniano, secondo H. Douvillé, di Teweh nel Borneo, ricordandone però il rinvenimento per parte del Martin in terreno simile di Giava, e la presenza nell'oligocene dei dintorni di Dax; esemplari non distinguibili nella sezione equatoriale dalla *Heterostegina depressa* D'Orbigny, da cui però differiscono nella sezione trasversale pel carattere avvolgente (nummulitoide) del nicchio, il quale sviluppasi ai lati a guisa di lamine a forma di V molto appuntito, e che, verso il centro, dove si costituisce un bottone prominente, si suddividono, come pel primo ha osservato il Boussac (*loc. cit.* nella sinonimia, pag. 94).

Nel 1905, H. Douvillé, nell'istituire il suo nuovo genere *Spiroclypeus* (*loc. cit.* nella sinonimia, pag. 458) per le Eterostegine dalla conchiglia avviluppante, e la specie *orbitoideus* di esso, da quest'ultima tenne fuori la *Heterostegina margaritata* Schumberger, per quanto dichiarasse che « *on ne peut qu'être frappé de leur extrême analogie* », motivando così l'esclusione: « *dans cette dernière espèce les couches latérales ne se développent que dans une région très voisine du centre* » (ibidem, pag. 462). Viceversa poi, se si confrontano accuratamente le figure di sezioni meridiane, 4, tav. VII dello Schlumberger (*Heterost. margaritata*) e 4, tav. XIV di H. Douvillé (*Spiroclypeus orbitoideus*, « *jeune individu* »), ne apparisce l'identità specifica, che meglio ancora risulta dal paragone con la prima figura, della sezione n. 2, contenuta nella fig. 3, tav. XIV, del Douvillé (*Sp. orbitoideus*, « *individu jeune* »). Dunque, quelli che H. Douvillé chiama « *jeunes individus* » dello *Spiroclypeus orbitoideus*, non sono altro che esemplari dello *Sp. margaritatus* (Schlumberger), da riconoscersi poi per megalosferici dalle dimensioni della loggia iniziale, proprio come il tipo della specie.

Sta il fatto che H. Douvillé sotto una sola denominazione specifica ha confuso due forme distinte, di cui una è lo *Spiroclypeus margaritatus*, e l'altra, una forma la conchiglia della quale è « *discoïde renflée au milieu et atteint ou dépasse même 40 millimètres de diamètre avec une épaisseur de 2,5 millimètres au centre* », ed è a quest'ultima, riprodotta nelle fig. 1, 2, 3 (n. 1 e 3), 5 e 6 della tavola, che dev'essere applicata la nomenclatura di *Spiroclypeus orbitoideus*; da modificarsi però a mio avviso in quella d'*Orbitoclypeus orbitoideus* (H. Douvillé), ossia trasferendo la specie di Douvillé nel mio genere *Orbitoclypeus*[1], in cui ho compreso gl'individui presentanti l'ultima fase evolutiva degli *Spiroclypeus*[2], e cioè quelli nei quali le logge equatoriali si mutano da spiralate in cicliche, pel qual fatto essi assumono l'abito, la configurazione delle Ortoframmine. E l'assumono così bene che ne nasce la questione se *Orbitoclypeus* non sia sinonimo d'*Orthophragmina*. Dato però il fatto che le Ortoframmine esistono già nel daniano, mentre gli Spiroclipei più antichi sin qui noti sono soltanto oligocenici, è per ora necessario tener distinto il genere *Orbitoclypeus*, derivante dallo *Spiroclypeus*, dall'*Orthophragmina*, spiegandone la somiglianza con la convergenza.

Una forma specificamente inseparabile dallo *Spiroclypeus margaritatus* (Schlumberger) è quella dei calcari grigiastri a Lepidocicline, per me oligocenici, della Bandita della Barbolana presso le Tavernelle, nel territorio d'Anghiari (Arezzo) nell'Appennino Etrusco, che illustrai nel 1907[3] col nome d'*Heterostegina anghiarensis*, e la quale oggi considero qual varietà locale e depressa dello stesso *Sp. margaritatus*.

Gli esemplari di questo descritti e figurati da H. Douvillé assieme con gli altri dello *Spiroclypeus orbitoideus*, furono da lui rinvenuti in un calcare a Lepidocicline, raccolto dal dottore Buxtorf sulle rive del fiume Tabalong presso Tandjong nel Borneo, associati con la *Lepidocyclina insulaenatalis* Chapman ed il

[1] 1907; Riv. Italiana Paleont., anno XIII, fasc. 1, pag. 20; fasc. 2, pag. 63. — 1907; Boll. Soc. Geol. Italiana, vol. XXVI, pag. 59.

[2] La serie evolutiva è questa: *Operculina*, *Heterostegina*, *Spiroclypeus*, *Orbitoclypeus*.

[3] Boll. Soc. Geol. Italiana, vol. XXVI, pag. 57, tav. II, fig. 6 e 7.

Cycloclypeus communis Martin; calcare attribuito all'aquitaniano superiore. E pure all'aquitaniano starei per conto mio ad assegnare, almeno in via provvisoria, potendo anche darsi che si tratti invece d'oligocene [1], l'età del calcare biancastro costituente i blocchi esotici fra il Passo del Ladrone e Monte Franchetto, nel gruppo del Monte Judica in provincia di Catania [2], nella quale roccia lo *Spiroclypeus margaritatus*, a cui s'accompagna forse (le sezioni ottenute non me ne hanno dato la certezza, ma da punti erosi della superficie del calcare ne sembrerebbe provato il rinvenimento) lo *Spiroclypeus orbitoideus*, è tanto frequente da costituirne il fossile caratteristico. Tale roccia — insisto sul fatto — non contiene Lepidocicline, per quanto al Monte Judica i calcari che ne son ricchi non manchino [3] (attribuisco questi, almeno per la maggior parte, al sannoisiano), ma invece ricetta altri e minuti Rizopodi reticolari appartenenti a Testularidi, Miliolidi, Rotalidi, ecc., di determinazione generica assai difficile, e specifica impossibile, per la loro eccessiva piccolezza e per non avermi presentato sinora sezioni caratteristiche.

Ritengo vadano poi interpretate come quelle di *Spiroclypeus margaritatus* le sezioni che compaiono frequenti col n. 61, nelle fotografie 5 e 9, tav. XIII, della monografia del Prever su *La fauna a Nummuliti e ad Orbitoidi dei terreni terziarii dell'Alta Valle dell'Aniene* [4], riguardanti calcari a Lepidocicline, Miogipsine, Eterostegine, Anfistegine, ecc., contenenti anche il *Cycloclypeus communis* Martin, delle falde del Colle Papese presso Castelmadama nel Lazio, e del Ponte sul Torrente Pisciarello sotto Licenza, pure nel Lazio, sebbene lo stesso Prever [5]

[1] Vedasi a questo riguardo la nota del dott. G. Checchia-Rispoli *Sull'esistenza dell'Oligocene nella regione del Monte Judica (prov. di Catania)*, a pag. 548-551 degli Atti R. Acc. Lincei, ser. 5, Rendic. Cl. sc. fis., mat. e nat., vol. XIX, 1° sem., Roma, 1910.

[2] Ne debbo saggi alla cortesia dell'egregio prof. E. Vinassa de Regny della R. Università di Parma, a cui ne rinnovo vivissimi ringraziamenti.

[3] Ne ho segnalato per la prima volta l'esistenza nel mio scritto, *Sull'età geologica delle Lepidocicline*, pubblicato a pag. 83-95 (fig. 1-11) degli Atti Pontif. Acc. N. Lincei, anno LX (1906-1907), Roma, 1907.

[4] Nelle: Mem. descriz. geol. Italia, vol. V, pag. I-XII, 1-258, tav. I-XIV, Roma, 1912.

[5] *Loc. cit.*, pag. 120.

le attribuisca invece alla *Heterostegina granulosa* (Boussac), ossia allo *Spiroclypeus granulosus* Boussac; specie fondata da quest'ultimo autore su fossile delle marne blu del colle di Priabona, e del calcare al piede ed a SO della Masseria della Granella, nel Vicentino [1], ed il cui valore tassinomico è dubbio, giacchè parrebbe fosse da considerarsi qual semplice varietà dai pilastri più radi e più grossi dello *Spiroclypeus margaritatus*. Pel Prever l'età degli *Spiroclypeus* della Valle del Licenza sopra accennati è langhiana; per mio conto starei ad invecchiarli un po': la sposterei nell'aquitaniano.

Lo *Spiroclypeus margaritatus* è stato pure da me ritrovato frequente nella breccetta brunastra a Lepidocicline ed altri fossili, designati a pag. 60 di questo scritto, del Borro del Leo presso Fanano nell'Appennino Modenese, l'età della quale è stata affermata e confermata dal Pantanelli nell'oligocene, e la fig. 7 della tav. IV qui annessa ne riproduce la parte centrale d'una bella sezione prossima alla meridiana, dove ben si scorgono i successivi strati della lamina spirale avvolgente.

Infine, col nome di *Heterostegina margaritata* Schlumberger, anche il Chapman cita la presenza dello *Spiroclypeus margaritatus* nei calcari a *Lepidocyclina sumatrensis* (Brady), *L. Andrewsiana* (Jones e Chapman), *L. Murrayana* (J. e Ch.), *L. Verbeeki* (Newton e Holland) var. *papuaensis* Chapman, *Operculina complanata* (Defrance), *Heterostegina depressa* D'Orbigny, *Cycloclypeus* cfr. *communis* Martin, *Amphistegina Lessonii* D'Orbigny, *Carpenteria capitata* Jones e Chapman, *Lithothamnium ramosissimum* (Reuss), ecc., del miocene inferiore di Bootless-Inlet a Papua.

[1] 1906; Bull. Soc. Géol. France, ser. 4, vol. VI, pag. 96, tav. II, fig. 15, 18; tav. III, fig. 19.

Planorbulina larvata Parker e Jones

(Tav. IV, fig. 8).

Planorbulina vulgaris D'Orbigny, var. *larvata* Parker e Jones, 1860; Ann. and Mag. Nat. Hist., ser. 3, vol. V, pag. 294.

Planorbulina larvata Parker e Jones, 1865; Phil. Trans., vol. CLV, pag. 380, tav. XIX, fig. 3 *a-b*. — Carter, 1877; Ann. and Mag. Nat. Hist., ser 4, vol. XIX, pag. 214, tav. XIII, fig. 16. — Brady, 1884; Report, Challenger, Zool., vol. IX, pag. 658, tav. XCII, fig. 5 e 6.

In un solo preparato d'un calcare organogenico di località situata sopra ad Ayos Marina a Paxos nelle Isole Jonie, esemplari del quale mi sono stati favoriti dal prof. A. Martelli del R. Istituto Superiore di Firenze, cui ne sono riconoscente, e dove è contenuta una faunula sulla quale mi sono intrattenuto a pag. 64 di questo scritto, trattando del *Cycloclypeus? communis* Martin, ho notato la sezione fig. 8 della tav. IV, che correda questo studio, la quale sezione pur arieggiando a quella dell'*Acervulina cretae* Marsson [1], corrisponde meglio alla simile d'una *Planorbulina* misurante il diametro di appena 0,62 mm., la quale ha un apparato embrionale decisamente rotalinoide, e che tra le Planorbuline le quali conosco s'approssima maggiormente alla *Pl. larvata* Parker et Jones, di cui ritengo sia una forma giovanile.

Il fatto in se stesso avrebbe un'importanza limitata, se non si connettesse col problema assai interessante delle Linderine, del quale passo ad occuparmi brevemente. Lo Schlumberger istituì nel 1893 il genere *Linderina* [2] e la specie *brugesi* di questo [3], su fossile piuttosto raro nell'eocene superiore di Bruges (Gironde), rassomigliante ad una *Orbitoides*, oppure ad un *Cycloclypeus*, o meglio ancora ad un *Omphalocyclus*, e costituito d'un

[1] 1878; Mitth. Naturw. Ver. Neu-Vorpommern und Rügen, vol. X, pag. 171, tav. V, fig. 39 *a-b*. — Egger, 1910; Berichte Naturw. Ver. Regensburg, anno 1907-1909, fasc. XII, pag. 37, tav. V, fig. 36 e 37.

[2] 1893; Bull. Soc. Géol. France, ser. 3, vol. XXI, pag. 120.

[3] 1893; Bull. Soc. Géol. France, ser. 3, vol. XXI, pag. 121, fig. 3-5, tav. III, fig. 7-9.

disco spesso lievemente piegato a uno più (forma *B*, ossia microsferica) o meno (forma *A* e cioè megalosferica) incavato al centro, alle due facce del quale strati esogeni decrescenti dal centro alla periferia di sostanza calcarea compatta e fibrosa costituiscono due protuberanze coniche molto depresse. Il disco resulterebbe, secondo lo Schlumberger, di logge cicliche alternanti, dalla parete continua, ondulata, della quale egli dà un disegno nella fig. 4 inserita nella sua descrizione [1]. Ma l'autore s'ingannò nei proprî apprezzamenti: tale parete continua non esiste; egli fu tratto in errore da sezione equatoriale difettosa [2], e, purtroppo, l'errore fu ribadito da quel profondo conoscitore di simili fossili che è l'illustre prof. H. Douvillé, il quale confermò l'esistenza della parete ondulata nel trattare in riassunto del genere *Linderina* e della specie *brugesi* Schlumberger, ed in particolare d'una forma non nominata del genere, raccolta dall'Arnaud nel calcare ad Alveolina del campaniano dei dintorni di Belvès in Francia [3].

Linderine segnalarono poi Newton e Holland nel calcare miocenico a Lepidocicline di Gomanton-Hill nel Borneo [4], ed in altri delle Isole di Formosa e Rin-Kin [5]; il Chapman nel calcare miocenico friabile, a Lepidocicline, di Bartaleppe, a Malekula nelle Nuove Ebridi [6]; quindi la Osimo, nella marna argillosa a Lepidocicline di Dongala, sulla costa occidentale di Celebes, roccia da essa attribuita al bartoniano; ma avendo notato come nei suoi esemplari le logge equatoriali non fossero limitate da lamine continue ed ondulate, bensì e come nelle Lepidocicline « da tante laminette isolate ed alternanti con quelle dei giri successivi », su questo carattere, ritenne poterli

[1] È contenuta a pag. 121 della pubblicazione sopra citata.

[2] È riprodotta con la sua fotografia fig. 9 della tav. III, *loc. cit.*

[3] *Linderina* sp. H. Douvillé, 1907; Bull. Soc. Géol. France, ser. 4, vol. VI (1916), pag. 600 e 601, fig. 13; tav. XVIII, fig. 18.

[4] 1899; Ann. and Mag. Nat. Hist., ser. 7, vol. III, pag. 262, tav. X, fig. 6.

[5] 1902; Journ. Colleg. Science, Imp. University Tokyo, vol. XVII, art. VI, pag. 15, tav. I, fig. 2.

[6] *Linderina* cfr. *brugesi* Schlumberger. — Chapman, 1907; Proceed. Linn. Soc. New South Wales, vol. XXXII, parte 4ª, pag. 756.

distinguere in specie nuova col nome di *Linderina Paronai* [1], mentre esso già esiste nella *L. brugesi*, ma vi fu male apprezzato dallo Schlumberger. Successivamente la Provale illustrò la presenza e frequenza della *Linderina Paronai* Osimo, in un calcare biancastro, friabile, da essa giudicato luteziano, di Poulo-Miang, località dell'Isola del Borneo, dandone delle buone figure [2]; in seguito della medesima specie fece menzione, ma con riserva, lo Schubert, tra i fossili del calcare a Lepidocicline da lui stimato miocenico, di Surabil-Hirutam e di Hurufluss nel Nuovo-Mecklemburgo, e dalla figura che produsse [3] sembra trattisi di qualcosa di simile alla mia fig. 8 della tav. IV qui unita.

Contemporaneamente allo Schubert, Heron-Allen ed Earland descrissero e figurarono un fossile comune sulla spiaggia di Selsey-Bill nel Sussex, ma con molta probabilità derivato dal disfacimento di banco argilloso terziario (forse luteziano), il quale, ad onta delle differenze riscontratevi in confronto col tipo della specie, attribuirono alla *Linderina brugesi* [4]; di cui però è molto verosimilmente una varietà, a giudicare dalle figure che ne pubblicarono, caratterizzata dal nicchio ispessito per abbondanti stratificazioni esogene d'ambo i lati del piano delle logge equatoriali, e dalla robustezza ed obesità. Varietà di forma microsferica, e che ricorda quella del miocene di Gomanton-Hill nel Borneo, illustrata da Newton e Holland (*v. ante*).

Coordinando descrizioni, fotografie e disegni degli autori, mi era sorto da tempo il dubbio di quanto passo oggi ad affermare con buon fondamento, derivante dallo studio d'una ricca e bella serie di esemplari di *Planorbulina larvata* Parker e Jones, provenienti dagli strati a *Ditrupa* dell'Isola della Trinità nelle Piccole Antille, dovuta alla squisita cortesia del valoroso rizopodista e geologo R. J. Lechmere Guppy, al quale mi è

[1] 1908; Riv. Italiana Paleont., anno XIV, pag. 38, tav. I, fig. 13-14; tav. II, fig. 3-5.

[2] 1909; Riv. Italiana Paleont., anno XV, pag. 88, tav. III, fig. 9-12.

[3] 1911; Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., vol. XX, fasc. 3, pag. 121, tav. III, fig. 1, ma in basso a sinistra.

[4] 1911; Journ. R. Micr. Soc., pag. 322, n. 375, tav. XII, fig. 1-7.

assai gradito poter esternare qui i sensi della mia vivissima riconoscenza:

1.° Se la specie *Planorbulina larvata* Parker e Jones [1] dev'essere mantenuta nel genere *Planorbulina* D'Orbigny [2], non trovandosi opportuno staccarnela con tutte le forme affini, per comprenderle — partito che per mio conto preferirei — sotto il nome generico di *Linderina* Schlumberger (emendato), il genere *Linderina* e la specie *brugesi* di quest'ultimo autore non hanno motivo d'esser conservati nella nomenclatura, perchè significano la stessa, identica e precisa cosa di *Planorbulina larvata*.

2.° *Linderina brugesi* Schlumberger e *Linderina Paronai* Osimo sono la medesima specie, che è poi, per quanto sopra ho detto, la *Planorbulina larvata* Parker e Jones.

3.° La *Planorbulina larvata* Parker e Jones del paleogene è la forma stipite da cui derivano le *Lepidocyclinae*, come la *Planorbulina? cenomaniana* G. Seguenza [3] del cretaceo medio della Calabria, su cui ho istituito il mio genere *Archaecyclus* [4], il valore del quale è probabilmente transitorio, si è quella che ha dato origine alle *Lepidorbitoides*, ossia alle Orbitoidi con apparato embrionale biloculare e logge equatoriali di Lepidociclina, mediante una forma di transizione che è la *Linderina* sp. H. Douvillé, di cui ho detto nella pag. 71 che precede.

4.° *Planorbulina larvata* ed *Archaecyclus cenomanianus* sono morfologicamente così somiglianti che, dal punto di vista zoologico, sembra costituiscano un solo genere. Per deciderlo però in modo sicuro bisognerebbe esaminare dei topotipi della forma del Seguenza, e della *Linderina* sp. del campaniano di Belvès di cui a pag. 71, in modo molto accurato, non essendo provata in nessun modo la continuità stratigrafica delle due forme stipiti, la prima delle quali, relativamente comune nel paleogene, si estende da questo ai mari attuali, e la seconda si conosce per ora soltanto del cenomaniano e del campaniano.

[1] *Loc. cit.* nella sinonimia.

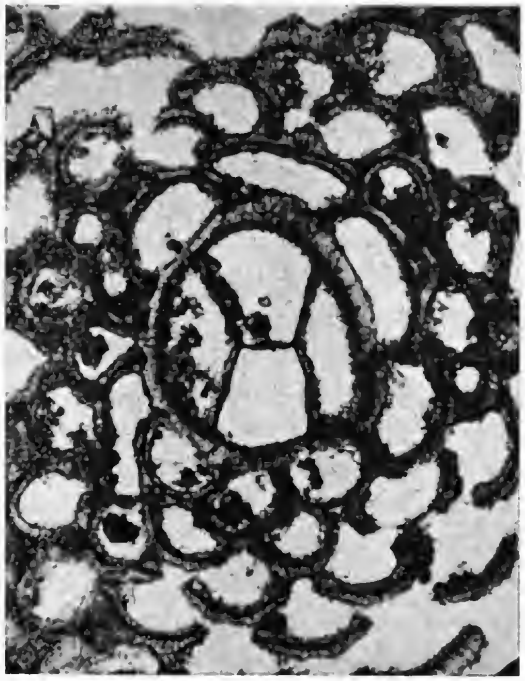
[2] 1826; Ann. Sc. Nat., vol. VII, pag. 280, tav. XIV, fig. 4-6.

[3] 1882; Mem. R. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. e nat., ser. 3, vol. XII, pag. 200, tav. XXI, fig. 4, 4 *a-f*.

[4] 1908; Palaeontogr. Italica, vol. XIV, pag. 134.

E potrei continuare, ma pel momento preferisco far punto, e ricordare come ultimamente anche il Prever abbia citato due Linderine: la *Linderina Paronai* Osimo [1] e la *Linderina? Baldaccii* Prever [2], nella fauna dei calcari e Nummuliti del lute-

Fig. 1.



Omphalocyclus macropora (Lamarck) del dordoniano di Maastricht. Sezione equatoriale d'esemplare megalosferico, parte centrale; × 60.

ziano inferiore della Valle del Licenza, ed in quella dei calcari a Lepidociclina da lui attribuiti al langhiano, ma forse un po' più antichi, della Valle dell'Aniene. La prima è da identificarsi con la *Planorbulina larvata;* in quanto alla seconda, a giudicare dalla figura (fotografia) che egli produce [3] e che ci

[1] 1912; Mem. descriz. geol. Italia, vol. V, pag. 121.
[2] 1912; ibidem, pag. 121, tav. VIII, fig. 7.
[3] È la fig. 7 della tav. VIII: v. la superiore citazione.

dà la sezione equatoriale d'esemplare della Valle dell'Aniene, da confrontarsi con la fig. 1 di pag. 74, sezione di simile esemplare ma del dordoniano di Maastricht, è indubbiamente da riconoscersi per l'*Omphalocyclus macropora* (Lamarck) megalosferico, e quindi dall'apparato embrionale tetraloculare.

Probabilmente sono anche da identificarsi con la *Planorbulina larvata* i supposti rappresentanti del genere *Amphisorus* Ehrenberg [1], di cui è stata indicata la presenza nel miocene della Martinica e di qualche altra isola delle Piccole Antille; come pure i due individui segnalati dal Yabe, sotto il nome di *Planorbulina* sp., nel calcare a *Carpenteria* di Bukit-Tummango presso il fiume Kinabatangan, nel settentrione del Borneo [2], della qual roccia egli ritiene probabile l'assegnazione stratigrafica presso l'oligocene.

In altro mio scritto sostenni [3], ed oggi confermo, che il genere *Linderina* Schlumberger, testè identificato, almeno parzialmente, col *Planorbulina* D'Orbigny, è stretto parente del genere *Omphalocyclus* Bronn [4], e questa parentela meglio risulta mediante il confronto della var. *Schlumbergeri* A. Silvestri dell'*Omphalocyclus macropora* (Lamarck) [5] delle rocce ad Orbitoidi, con la *Planorbulina larvata* Parker et Jones delle formazioni a Lepidocicline, di cui la fig. 2 di pag. 76 riproduce la faccia *a* ed il profilo *b* d'esemplare microsferico (nel profilo si distinguono come tante boccucce le aperture laterali delle logge periferiche), e le fig. 11 e 12, tav. III, della Provale [6] danno le sezioni equatoriali. Essa parentela si può anche concretare

[1] 1839; Abhandl. k. Ak. Wiss. Berlin (1838), pag. 130, tav. III, fig. III (*Amphisorus Hemprichii*). Il genere *Amphisorus* Ehrenberg equivale al *Sorites* dello stesso autore (1839; *loc. cit.*, pag. 134), e l'*Amphisorus Hemprichii* corrisponde al *Sorites duplex* (Carpenter). In conclusione esso comprende Orbitoliti in senso lato, e non mai Orbitoidine.

[2] 1918; Science Rep. Tôhoku Imperial University, ser. 2ª (Geology), vol. V, n. 1, pag. 25, tav. IV, fig. 9.

[3] Pag. 135 dello studio sui *Fossili cretacei della contrada Calcasacco presso Termini-Imerese (Palermo)*, in: Palaeontogr. Italica, vol. XIV, Pisa, 1908.

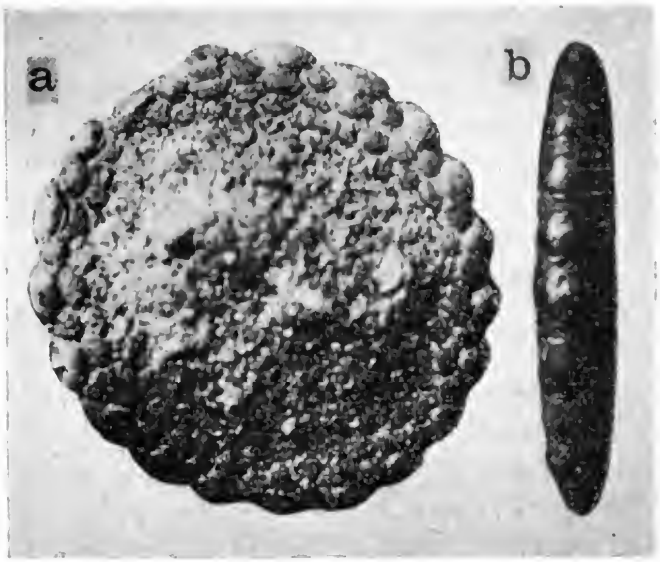
[4] 1852; Lethaea Geognostica, ediz. 3ª, vol. II (1851-52), pag. 95.

[5] 1908; Palaeontogr. Italica, vol. XIV, pag. 128, tav. XVII, fig. 5-7.

[6] 1909; Riv. Italiana Paleont., anno XV (*Linderina Paronai* Osimo).

in questi termini: tra il genere *Linderina* (forme del tipo della *Planorbulina larvata*) e l'*Omphalocyclus*, appartenenti entrambi al gruppo tassinomico delle Orbitoidine (dotate di ortostilia e

Fig. 2.



Planorbulina larvata Parker e Jones, degli strati a *Ditrupa* dell'Isola della Trinità. Aspetto esterno d'esemplare microscopico: *a*) faccia; *b*) fianco; × 24.

di nicchio vitreo e perforato), esistono gli stessi rapporti che passano fra il genere *Sorites* ed il *Marginopora* [1], spettanti alla famiglia delle Orbitolitine (provvedute di flessostilia e di conchiglia porcellanica ed imperforata) [2].

[1] *Marginopora* Quoy e Gaimard, 1833; in Blainville, *Man. d'Actinol.* (1834), pag. 412, tav. LXIX, fig. 6 (*Marginopora vertebralis* Blainville).

[2] Pel valore dei termini « *ortostilia* » e « *flessostilia* », si consulti la mia nota di recente pubblicazione, dal titolo *Ortostilia e flessostilia nei Rizopodi reticolari*, le figg. 1-16 della quale li illustrano poi graficamente, negli: Atti Pontif. Acc. N. Lincei, anno LXXIII (1919-1920), pagg. 50-70, Roma, 1920.

Alla *Planorbulina larvata* Parker et Jones si connette come affine la *Planorbulina Howchini* (Chapman), dei calcari a Lepidociclina del terziario medio di Batesford (Victoria) in Australia, illustrata dal Chapman con nome di *Gypsina Howchini* [1].

Trillina Howchini Schlumberger

(Tav. IV, fig. 9 e 10).

Quinqueloculina prisca Terquem. — Howchin, 1889; Trans. R. Soc. South Australia, vol. XII, pag. 2.

Trillina Howchini Schlumberger, 1893; Bull. Soc. Géol. France, ser. 3, vol. XXI, pag. 119, fig. 1; tav. III, fig. 6. — Chapman, 1908; Proceed. Linn. Soc., New South Wales, vol. XXXII (1907), pag. 753, tav. XXXIX, fig. 7-9.

Dopo la segnalazione e la distinzione di questa curiosa forma di Triloculina dalle Triloculine propriamente dette, perchè ritiensi dotata di trematoforo [2], segnalazione concernente gli strati inferiori del terziario di Muddy-Creek presso Hamilton (Victoria) in Australia, e nel terziario dell'Isola di Cebù nelle Filippine, per parte dello Schlumberger, che ne ricavò un genere ed una specie nuovi, pochi sono stati i rinvenimenti della *Trillina Howchini*, e tra questi giova ricordare che il Chapman [3] la trovò abbondante nel calcare a Lepidociclina assegnato al miocene, di Bartaleppe a Malekula, nelle Nuove Ebridi, in compagnia anche di rappresentanti dei generi *Spiroloculina*, *Miliolina*, *Sigmoilina*, *Alveolina*, *Truncatulina*, *Carpenteria*, *Miogypsina*, *Operculina*, ecc., e lo Schubert la citò qual fossile del calcare brunniccio oligocenico a *Lithothamnium*, Coralli, *Amphistegina*, *Operculina*, *Globigerina*, *Gypsina*, *Polythrema*, Milioline, ecc. dell'Isola Poperang nell'Arcipelago di Bismarck [4].

Per mio conto l'ho rinvenuta rara nella breccetta calcarea bianco-brunastra a Lepidocicline delle Cave di Fontanàs a Paxos, nelle Isole Jonie, i cui fossili ho ricordato a pag. 64, a

[1] 1909; Proceed. R. Soc. Victoria, n. s., vol. XXII, parte 2ª, pag. 291, tav. LII, fig. 1 *a-b*; tav. III, fig. 3-5.

[2] Lamina traforata in varia guisa ricoprente il piloma, e cioè l'apertura della conchiglia.

[3] 1908; *loc. cit.* nella sinonimia.

[4] 1911; Abhandl. k. k. geol. Reichsanst., vol. XX, fasc. 4°, pag. 33.

proposito del *Cycloclypeus? communis* Martin. Le sezioni per le quali l'ho riconosciuta sono riprodotte nelle fig. 9 e 10 dell'annessa tav. IV; la prima è una sezione obliqua, con tutta probabilità d'individuo microsferico; la seconda la sezione trasversale d'esemplare megalosferico, prossima al centro della conchiglia. In ambedue, ma particolarmente nella seconda, che è più chiara, si scorge la struttura singolare delle pareti del nicchio porcellanico, molto sottili, su cui osservansi dalla parte interna, impiantati perpendicolarmente, numerosi processi a guisa di bastoncelli più o meno regolari, di sovente allargati all'estremità libera, i quali per il loro assieme apparentemente le rendono assai spesse. È ancora oscura la funzione di tali processi, che non sembra dovuta alla semplice necessità per parte del sarcode, ossia del corpo molle dell'animale, di economizzare la secrezione calcarea con cui fabbrica il cosidetto plasmostraco (il nicchio); per venirne a capo converrebbe avere a disposizione — e questo non mi è capitato sinora — esemplari isolati, per sezionarli secondo piani prestabiliti, e non a casaccio, come di solito accade nell'eseguire i preparati litologici. La parete sottile esterna della *Trillina Howchini* resta facilmente erosa, ed allora accade che, là dove non è rinforzata dalle radici delle protuberanze interne, si perfora, e la sua superficie prende un aspetto cribroso, benchè in origine fosse impervia.

* * *

Da quanto ho esposto nella trattazione di questi fossili rari o nuovi per l'*habitat*, può rilevarsi come tra le rocce a Lepidocicline delle Isole della Sonda, delle Filippine, ecc., e quelle delle Isole Jonie, e le altre del nostro Appennino, esistano rassomiglianze faunistiche notevoli. Tali rocce, stratigraficamente, vengono per lo più attribuite al miocene aquitaniano o langhiano, ma, da taluni geologi e paleontologi, all'oligocene e perfino all'eocene. Pel contenuto loro e per la loro costituzione litologica io starei ad assegnarle in generale, quando non contengano Nummuliti caratteristiche del sannoisiano, all'oligocene priaboniano; non escludendo con ciò, però, possano esservene di aquitaniane, elveziane e langhiane.

In massima in fatto di Lepidocicline e forme affini sembra si possano faunisticamente distinguere sino ad oggi questi principali gruppi di rocce:

a) ad *Omphalocyclus, Orbitoides* e *Lepidorbitoides:*

b) ad *Orthophragmina* con *Alveolina* e *Nummulites* (*lato sensu*);

c) ad *Orthophragmina*, oppure a *Lepidocyclina* con qualche rara *Orthophragmina:* nell'uno o nell'altro caso, con o senza, scarse, piccole *Nummulites (Paronaea)* poco caratteristiche;

d) a *Lepidocyclina* e *Nummulites (Paronaea* e *Bruguieria)* nettamente caratteristiche dell'oligocene;

e) a *Lepidocyclina, Miogypsina* e *Miolepidocyclina.*

L'età geologica delle rocce in questione, che designano quasi tutte sedimentazione littoranea o di mare poco profondo, in ambiente tropicale ovvero subtropicale, come s'è visto nelle precedenti pagine, è controversa. L'estensione della loro diffusione geografica e l'uniformità di *facies* dei fossili escludono la possibilità di fatti esclusivamente locali, e pertanto, tenuti presenti i risultati generali degli autori, il poco che per ora si sa sulla filogenesi delle forme dei generi indicati, le osservazioni geologiche e litologiche fin qui eseguite, ritengo si debba, dando la maggiore importanza ai fossili predominanti in ciascuno dei detti gruppi litologici, e trascurando quelli che per avventura potessero risultarvi in minor numero e comuni con altri, stabilire, almeno in via provvisoria, questa successione cronologica: *a*) cretaceo senoniano; *b*) eocene, in generale luteziano e bartoniano; *c*) oligocene priaboniano; *d*) oligocene sannoisiano; *e*) miocene inferiore o medio, secondo lo sviluppo maggiore (aquitaniano) o minore (elveziano e langhiano) delle Lepidocicline, non in numero, ma in grandezza.

Non sono però da escludersi migrazioni di faune, sopratutto nei casi di trasgressioni geologiche, con la conseguenza che i terreni dove sarebbero autoctone possano considerarsi più antichi degli altri nei quali sia avvenuta l'importazione. Sebbene non sia agevole stabilire la direzione del flusso migratorio, parrebbe per ora che, verso l'Arcipelago Greco, la Sicilia, e la maggior parte della Penisola Italiana, si fosse esso determinato da un centro posto press'a poco nel gruppo delle Isole della Sonda; e

l'uniformità di *facies* veramente impressionante tra i fossili di Sumatra, del Borneo, di Celebes, dell'Arcipelago di Bismarck, dell'Australia, ecc., e quelli corrispondenti delle Isole Jonie, della Sicilia e dell'Appennino Italiano, è tale da confortare pienamente l'ipotesi accennata.

[ms. pres. 19 dic. 1919 - ult. bozze 15 luglio 1920].

SPIEGAZIONE DELLA TAV. IV.

Fig. 1. — *Omphalocyclus Pantanellii* A. Silvestri, del Borro del Leo presso Fanano, nell'Appennino Modenese. Parte marginale di sezione meridiana × 36. V. pag. 59.

Fig. 2. — *Omphalocyclus Pantanellii* A. Silvestri, di Ca d'Albino presso Sestola; nell'Appennino Modenese. Frammento marginale di sezione equatoriale × 36. V. pag. 59.

Fig. 3. — *Miogypsina complanata* Schlumberger (forma megalosferica), di Ca d'Albino presso Sestola, nell'Appennino Modenese. Sezione equatoriale × 36. V. pag. 61.

Fig. 4. — *Miogypsina* sp. (forma giovanile megalosferica della *M. complanata* Schlumberger), di Ca d'Albino presso Sestola, nell'Appennino Modenese. Sezione equatoriale × 36. V. pag. 61.

Fig. 5. — *Ellipsoidina ellipsoides* Seguenza, di Ca d'Albino presso Sestola, nell'Appennino Modenese. Sezione longitudinale × 36. V. pag. 62.

Fig. 6. — *Cycloclypeus? communis* Martin, delle Cave di Fontanàs a Paxos, nelle Isole Jonie. Parte marginale della sezione equatoriale × 36. V. pag. 63.

Fig. 7. — *Spiroclypeus margaritatus* (Schlumberger), del Borro de Leo presso Fanano, nell'Appennino Modenese. Sezione meridiana × 36. V. pag. 69.

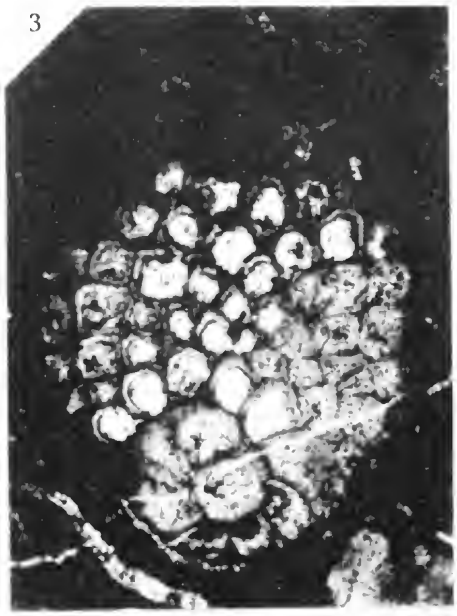
Fig. 8. — *Planorbulina* sp. (forma giovanile della *Planorbulina larvata* Parker e Jones), di località sopra ad Ayos Marina, a Paxos nelle Isole Jonie. Sezione equatoriale × 36. V. pag. 70.

Fig. 9. — *Trillina Howchini* Schlumberger (forma microsferica), delle Cave di Fontanàs a Paxos, nelle Isole Jonie. Sezione obliqua × 36. V. pag. 78.

Fig. 10. — *Trillina Howchini* Schlumberger (forma megalosferica), delle Cave di Fontanàs, a Paxos, nelle Isole Jonie. Sezione trasversale × 36. V. pag. 78.

Tutte queste figure sono la riproduzione di fotografie originali dell'A., affatto prive di ritocco.

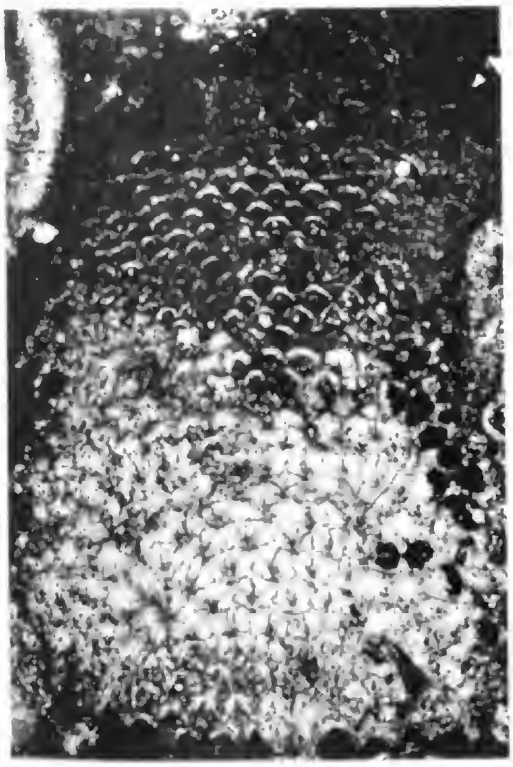
1

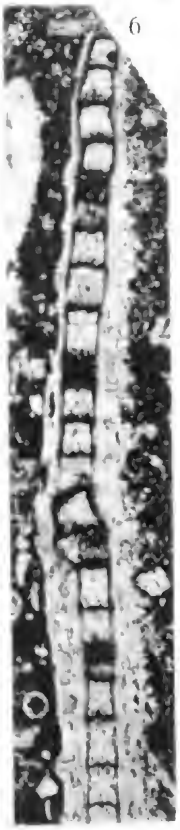

3

5

7

2

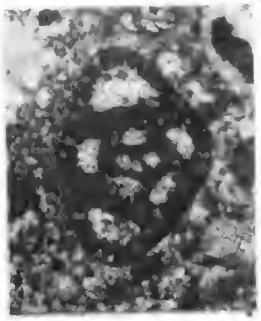



6

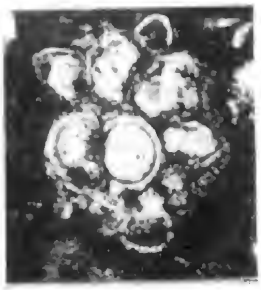
8

9

10



4



NOTIZIE GEOLOGICHE SUL COLLE CAPITOLINO

Nota del socio A. Verri

Invitato dal R. Soprintendente ai Musei e Scavi della provincia di Roma — prof. Paribeni — ad esaminare i saggi di scavi eseguiti nella parte sud-ovest del Colle Capitolino, ho avuto occasione di riprendere in esame la sua struttura. I dati raccolti nella circostanza, insieme a quelli dell'Ufficio Tecnico del Monumento a V. E., hanno una certa importanza, e perciò credo opportuno fermarli in questa nota.

Il Colle Capitolino è composto: da depositi di ghiaie, argille, sabbie alcune sciolte, più o meno misti a materie vulcaniche, tra cui notevole l'abbondanza di ciottoletti di pomice bianca; questi depositi sono stati esplorati sino quota — 5,53 — banchi di ceneri e lapilli, eruttati nel tempo che la contrada era in stato di maremma; il complesso ha altezze varie, vi ho notato un massimo di metri 8,30 nella punta nord-est — in questa punta un rimasuglio di pozzolana delle prime eruzioni scoriacee. Ai quali materiali si soprappone il banco del tufo lionato litoide. Il perimetro del banco è segnato dai punti: scavi pel Monumento di galleria e pozzo dietro la Chiesa di Aracoeli, di due pozzi tra i piloni V e VI delle fondazioni, di uno sperone tufaceo largo 12 metri situato a 10 metri avanti la base della statua equestre e 20 metri dalla linea centrale verso est — grotte sotto la parte sud-ovest del Monumento, estese a sotto la scalinata di Aracoeli — Via delle tre pile — Vicolo della rupe Tarpea — grotta nel cortile alla svolta di Via monte Caprino verso la Piazza della Consolazione — grotte dell'Ospedale della Consolazione — fabbricati alti alla diramazione della Via di monte Tarpeo dalla salita del Campidoglio. Da qua deve passare

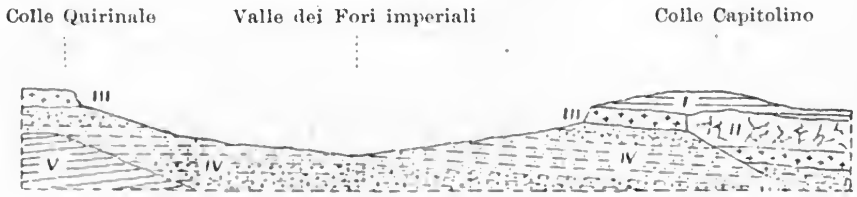
pel *Tabularium* sotto al Palazzo Senatorio; eppoi su esso deve essere fondato il muraglione che, dalla cordonata di san Pietro in carcere, separa gli orti delle case di Via Marforio dai terreni di Aracoeli, avanzo quel muraglione della cinta dell'Arce Romana. Le sezioni trasversali mostrano nel banco declinazione da sud-est verso nord-ovest (posa nelle grotte della Consolazione tra quote 24 e 25, nel lato verso Piazza Venezia quota 18, e forse anche meno). Nella superficie superiore del banco ho rilevate quote tra 33 e 36, con un massimo di 39 al Vicolo della rupe Tarpea. Il banco è traforato da latomie per cave di tufo, alcune sprofondate: le cronache ne registrano esteso franamento nel 1722 davanti alla Via della Consolazione.

Posano sul tufo lionato litoide, e nella punta nord-est sulle formazioni della maremma, i sedimenti fluvio-lacustri, cioè del tempo nel quale le valli del Tevere e dell'Aniene furono ridotte un lungo lago. Sono composti da argille con venature e noccioli calcarei; hanno alla base una zona tufacea, che pare di detrito dei tufi trasportato da acque, avendovi Brocchi segnalato gusci di conchiglie lacustri; nella punta nord-est quel tufo sembra un rimpasto di frantumi del tufo lionato. Il deposito fluvio-lacustre, dove meglio si conserva (punta nord-est), è alto 9 metri e si eleva alla quota 44: l'*Intermontium* (così detto pare per errata traduzione dal greco) è una intaccatura di 7 ad 8 metri in questo deposito; in quelle argille è scavata la grotta di Aracoeli; sulla zona tufacea sottostante era fondato il tempio di Giove, fabbricato nel Tarpeo con grossi conci dei friabili tufi leucitici grigi maremmani, che usati nelle mura dei Re solo per le opere di minor conto lo direbbero più antico.

Nei movimenti sismici della Campagna di Roma il Colle Capitolino segna due mosse. Una di tutto il Colle con inclinazione verso ponente: la incrinatura conseguente del piegamento ne iniziò il distacco dal Quirinale, e per la disgregazione naturale nei piani di frattura, per la molta scioltezza di quei banchi sabbiosi, l'erosione meteorica ebbe facilità di scavare il solco, spianato chi sa quanti mai secoli dopo per costruire il Foro Traiano. L'iscrizione nel piedistallo della colonna « *ad declarandum quantae altitudinis mons et locus tantis operibus sit egestus* » esagera l'altezza del taglio, più ne è esagerato l'inter-

pretamento. Lo sterro verrebbe alto circa 34 metri, cioè sino quota 51: nella punta del Quirinale i ruderi delle mura dei Re, distanti un 200 metri dal Foro, sono elevati a circa quota 38, ed il terreno naturale da là doveva calare alla valle, nella quale, proprio sotto la colonna, passava prima una via repubblicana a quota 17; il pavimento del Foro di Augusto, vicinissimo al Traiano, sta a quota tra 15 e 16. Nella Via Marforio le mura dei Re scendono sotto quota 24, a distanza di un centinaio di metri dal Foro Traiano; da là, girando il luogo dell'emiciclo, dovevano salire il clivo sparteacque del Quirinale.

L'altra mossa produsse lo scorrimento della maggior parte del Colle verso la bassura del Tevere. Ebbi già indizio di tale



I. depositi fluvio-lacustri.
II. tufo lionato litoide.
III. tufi del momento maremmano.
IV. depositi subacquei di maremma.
V. argille giudicate dal Terrigi di mare piuttosto profondo, in base ai foraminiferi (Atti Acc. Pont. N. Lincei, 1882): probabilmente punta di argille plioceniche, come sotto al Colle Pinciano.

Scala 1:4000.

lesione nel 1914, mentre scriveva la descrizione della *Carta geologica di Roma*, mi limitai ad accennarla mancandomi allora dati per segnarne l'andamento (pag. 36): esplorazioni posteriori mi hanno accertato che, dall'Arco di Severo al sesto intercolonnio destro del Monumento, il Colle è traversato da questa lesione. Le esplorazioni tra i piloni V e VI incontrarono il tufo lionato a quota 33, e sotto esso i tufi maremmani sino quota 12; invece, a distanza di 25 a 30 metri verso est, le esplorazioni tra le quote 44 e 12 trovarono, sotto i sedimenti fluvio-lacustri, le formazioni della maremma. Lo spostamento è confermato dal

fatto, che la zona dei tufi maremmani si trova nella punta nord-est molto più elevata che non nelle facce verso Piazza Venezia e verso il Foro Romano. Il piano di posa dei depositi fluvio-lacustri mostra lo scorrimento avere preceduto l'allagamento delle valli. L'esplorazione della galleria e pozzo dietro la Chiesa di Aracoeli disegna il banco del tufo con parete ripida da quota 33 a 27, con base inclinata 15° sotto quota 27: di prima vista riferii la mossa a dopo l'eruzione del materiale tufaceo, ma vedendo che il profilo del banco potrebbe anche adattarsi ad addossamento a sponda di valle, come apparisce in altri luoghi, resto dubbioso se lo scorrimento sia avvenuto dopo l'eruzione di quella pozzolana trasmutata in tufo, oppure debbasi riferire a tempi più lontani.

Questa lesione, insieme all'affluenza di acque sorgive nella conca del Foro, alla confluenza in essa delle pluviali condotte dai rivi delle presenti vie Alessandrina, dei Serpenti, Urbana e suo seguito, dà la ragione del tradizionale *Lacus Curtius*, e dello scavo dell'emissario del Velabro che separò il Colle del Campidoglio dal Palatino [1].

[1] Pel rinterro degli scarichi, la Via Alessandrina passa 6 a 7 metri sopra i pavimenti dei Fori Imperiali; la quota di questi sta uno o due metri sopra quella del lastricato marmoreo della Basilica Emilia, che è 14. La via repubblicana, scoperta dal Boni al piede della colonna Traiana, sta a quota 17.

[ms. pres. 10 aprile - ult. bozze 28 giugno 1920].

ITTIOFAUNA FOSSILE DELL'ITALIA CENTRALE

Nota del prof. P. Principi

(Tav. V)

Nelle collezioni di proprietà del prof. Giuseppe Bellucci di Perugia esiste una notevole serie di ittioliti provenienti da diverse località terziarie dell'Italia centrale e specialmente dell'Umbria. Siccome in quest'ultima regione scarsissime sono le conoscenze intorno ai Pesci fossili, di cui furono dati piccoli elenchi in alcuni lavori del Verri e del De Angelis d'Ossat [1], ho creduto opportuno illustrare quella serie di ittioliti, che mi vennero comunicati con squisita cortesia dal prof. Bellucci.

Le specie determinate sono le seguenti:

1. *Carcharodon angustidens* Agassiz
2. » *auriculatus* Blainville sp.
3. » *megalodon* Agassiz
4. » *Rondeleti* Müller et Henle
5. *Lamna obliqua* Agassiz sp.
6. *Odontaspis cuspidata* Agassiz sp.
7. » *ferox* Risso sp.
8. *Oxyrhina Desori* Agassiz
9. » *hastalis* Agassiz
10. » *crassa* Agassiz
11. *Carcharias (Prionodon) Egertoni* Agassiz sp.
12. *Raja clavata* Linneo

Il luogo di provenienza dei fossili è spesso indicato alquanto vagamente; la massima parte degli esemplari si riferisce a località umbre; solamente cinque furono raccolti presso Cetona e sei nei pressi di Serra S. Abbondio (Marche).

[1] Verri A., *La « Melania Verri De Stef. » nel delta del Tevere plionico*, Boll. Soc. Geol. Ital., 1890, pag. 38, 41; Verri A. e De Angelis d'Ossat G., *II° Contributo allo studio del Miocene dell'Umbria*, Boll. Soc. Geol. Ital., 1900, pag. 273.

ELASMOBRANCHII

Selachii

Gen. CARCHARODON Müller et Henle

Carcharodon angustidens Agassiz.

(Tav. V, fig. 1).

1843. *Carcharadon angustidens* Agassiz, *Recherches sur les poissons fossiles*, vol. III, pag. 255, tav. XXVIII, fig. 20-25, tav. XXX, fig. 3.

1849. » *angustidens* Sismonda, *Pesci e crostacei fossili nel Piemonte*, Mem. d. R. Accad. d. Scienze di Torino, pag. 36, tav. I, fig. 30, 31.

1876. » *angustidens* Lawley, *Nuovi studi sopra i pesci ed altri vertebrati fossili delle colline toscane*, pag. 23.

1877. » *angustidens* Bassani, *Ittiodontoliti del Veneto*, Atti Soc. Ven.-Trent. di Sc. Nat., vol. V, pag. 12.

1887. » *jurensis* Sequenza G., *Brevi cenni sulla geologia del Capo S. Andrea presso Taormina*, Atti Accad. Sc. fis. e mat. di Napoli, pag. 8.

1889. » *angustidens* Pollini, *Sopra alcuni avanzi di Pesci fossili terziari conservati nel Museo Geologico della R. Univ. di Genova*, pag. 73.

1895. » *auriculatus* De Alessandri, *Contribuzione allo studio dei pesci terziari del Piemonte e della Liguria*, Accad. Reale delle Scienze di Torino, pag. 7, tav. I, fig. 2, 2 *a*.

1900. » *auriculatus* Sequenza L. fu G., *I Vertebrati fossili della Provincia di Messina - Pesci*, Boll. Soc. Geol. Ital., tav. V, fig. 14, 14 *a*, 14 *b*; fig. 15, 15 *a*, 15 *b*, 15 *c*; fig. 17.

1906. » *angustidens* Priem, *Sur les poissons fossiles du Stampien du Bassin parisien*, Bull. Soc. Géol. de France, pag. 199, tav. VIII, fig. 14, 15.

1910. » *angustidens* Leriche, *Les poissons oligocènes de la Belgique*, Mém. du Musée Royal d'Hist. Natur. de la Belgique, pag. 289, tav. XVII.

1912. » sp. (cfr. *C. angustidens*) De Stefano, *Studio sui pesci fossili della Pietra di Bismantova (Provincia di Reggio Emilia)*, Boll. Soc. Geol. Ital., pag. 363, tav. XII, fig. 8; tav. XIII, fig. 6, 7; tav. XIV, fig. 1, 2.

1912. » *angustidens* De Stefano, *Appunti sulla Ittiofauna fossile dell'Emilia*, Boll. Soc. Geol. Ital., pag. 40, tav. I, fig. 4, 5; tav. II, fig. 2, 3.

Numerosi sono gli esemplari riferibili a questa specie, provenienti dagli strati terziari di Nocera Umbra e di Massa Martana.

I denti sono diritti; la corona è assai slanciata e la punta di essa è talora lievemente ricurva verso l'esterno.

Uno degli esemplari discretamente conservato presenta le seguenti dimensioni:

Altezza del cono dentario lungo la linea mediana della faccia esterna	cm. 4,9
Spessore	» 1,75

La faccia interna è molto rigonfia; la faccia esterna, invece, presenta per lo più una lieve convessità nella regione mediana, delimitata da una depressione poco sensibile in vicinanza dei margini. Questi sono forniti di denti minuti e regolari, i quali in qualche individuo si prolungano talora in piccole pieghe perpendicolari ai margini stessi; non di rado si osserva qualche dente bifido. La radice manca in quasi tutti gli esemplari; in uno solo è parzialmente conservata ed accenna ad essere poco sviluppata, spessa e con le due branche piuttosto arrotondate. Alcuni Autori, come il Woodward [1], il Bassani [2] ed il Gemmellaro [3], considerano il *Carcharodon angustidens* come sinonimo del *Carcharodon auriculatus* Blainville sp.; ma io non credo opportuno seguire questa interpretazione, poichè, anche a prescindere dallo sviluppo più o meno grande che possono assumere le orecchiette, in quest'ultima specie i denti dei margini sono più accentuati, più irregolari e meno numerosi, e la radice presenta le due branche sviluppatissime.

Per questi caratteri ritengo che l'esemplare figurato dal De Alessandri nell'Opera sopra ricordata come *Carcharodon auriculatus* ed alcuni altri illustrati dal Sequenza L. del Terziario

[1] Woodward S., *Catalogue of the fossil Fishes in the British Museum*, pag. 412.

[2] Bassani, *Avanzi di « Carcharodon auriculatus » scoperti nel calcare eocenico di Valle Gallina presso Avesa, prov. di Verona*, Accad. di Verona, vol. LXXI, serie III, pag. 7 con tavola.

[3] Gemmellaro M., *Ittiodontoliti del Miocene medio di alcune regioni delle provincie di Palermo e Girgenti*, pag. 124.

antico siciliano siano invece da riferirsi al *Carcharodon angustidens*.

Il *Carcharodon angustidens* comparso nel Paleogene si propagò fino al Miocene, e da esso probabilmente derivò il *Carcharodon Rondeleti* pliocenico e vivente.

Carcharodon auriculatus Blainville sp.

(Tav. V, fig, 2, 2 *a*).

1818. *Squalus auriculatus* Blainville, *Nouveau dictionnaire d'Histoire naturelle*, vol. XXVII, pag. 384.

1843. *Carcharodon auriculatus* Agassiz, *Recherches sur les poissons fossiles*, III, pag. 245, tav. 28, fig. 17-19.

1843. » *heterodon* Agassiz, *Op. cit.*, pag. 258, tav. XXVIII, fig. 11-16.

1889. » *auriculatus* Woodward, *Catalog. foss. fishes B. M.*, I, pag. 491.

1897. » *auriculatus* Priem, Bull. Soc. Géol. de France, 3e série, tom. XXV, pag. 216, tav. 7, fig. 7.

1895. » *auriculatus* Bassani, *Avanzi di Carch. auriculatus scoperti nel calcare eocenico di Valle Gallina*, pag. 7 con tavola.

1899. « *auriculatus* Bassani, *La Ittiofauna del calcare eocenico di Gassino in Piemonte*, Atti R. Accad. d. Sc. fis. e mat. di Napoli, pag. 22, tav. I, fig. 36-39.

1900. » *auriculatus* Sequenza L. fu G., *I Vertebrati fossili della Prov. di Messina*, pag. 501 (ex parte), tav. V, fig. 16.

1906. » *auriculatus* Priem, *Poiss. foss. du Stampien d. Bass. Paris.*, pag. 199, tav. VIII, fig. 13.

1912. » *auriculatus* De Stefano, *Pesci fossili della Pietra di Bismantova*, pag. 358, tav. XIII, fig. 8-9; tav. XIV, fig. 4-7.

1912. » *auriculatus* De Stefano, *Ittiofauna fossile dell'Emilia*, pag. 39, tav. I, fig. 1-3; tav. II, fig. 1.

1912. » *auriculatus* Gemmellaro M., *Ittiodontoliti eocenici di Patàra*, pag. 301 (ex parte), tav. I, fig. 9-11.

1913. » *auriculatus* Gemmellaro M., *Ittiodontoliti del calcare asfaltifero di Ragusa in Sicilia*, Giorn. di Sc. econom. e naturali, Palermo, pag. 34, tav. III, fig. 5-8.

1916. » *auriculatus* Checchia Rispoli, *Sui terreni terziari inferiori del versante settentr. delle Madonie*, Memorie per servire alla descriz. d. carta geolog. d'Italia, vol. VI, pag. 80, tav. IV, fig. 10, 10 *a*.

1916. » *auriculatus* Pieragnoli L., *Selaci eocenici di Toscana*, Riv. Ital. di Paleontologia, pag. 50, tav. I, fig. 34.

Riferisco a questa specie due esemplari in ottimo stato di conservazione, uno dei quali proveniente dagli strati eocenici dei dintorno di Serra S. Abbondio (Marche) e l'altro dagli strati eocenici presso Pieve di Campo.

Il primo, riprodotto nella tavola, è un dente anteriore della mascella inferiore; è diritto, coi margini laterali completamente retti; la corona si presenta assai acuminata ed i due conetti laterali sono nettamente distinti da quello principale. La faccia interna è molto convessa; la esterna è pianeggiante con un lieve rigonfiamento mediano verso la parte basale del cono dentario; l'apice è leggermente rivolto in fuori; i margini sono provvisti di denti irregolari, talora bifidi; lo smalto scende assai più in basso in corrispondenza della faccia esterna, che di quella interna. La radice è spessa, rigonfia interiormente, colle due branche divergenti, compresse ed arrotondate.

L'altro esemplare offre minori dimensioni e corrisponde ad un dente anteriore della mascella superiore. Il cono è eretto, acuto, con i due lati ugualmente sviluppati; la faccia interna assai convessa presenta lungo la parte mediana una superficie pianeggiante ristretta; la convessità della faccia esterna è debolissima; i conetti laterali sono appena accennati e la dentellatura marginale si attenua e scompare in prossimità dell'apice. La radice è molto sviluppata e fortemente rigonfia verso la faccia interna, colle due branche divaricate.

	I.	II.
Altezza del cono dentario lungo la linea mediana della faccia esterna . . .	cm. 4,75	cm. 3,5
Larghezza della base della corona . .	» 4,8	» 3,15
Spessore	» 1,25	» 1

Ho già precedentemente accennato ai principali motivi, che mi inducono a ritenere distinto dal *Carcharodon angustidens* la specie ora descritta, d'accordo colle idee espresse dal Leriche [1], dal Priem e dal De Stefano. Secondo quest'ultimo Autore il *Carcharodon auriculatus*, comparso nell'Eocene, non avrebbe oltrepassato l'Oligocene; ma gli esemplari provenienti dal cal-

[1] Leriche, *Les poissons éocènes de la Belgique*, Mém. du Musée Royal d'Hist. Nat. de la Belgique, tom. III, pag. 130, tom. V, pag. 291.

care asfaltifero di Ragusa, appartenente al Miocene medio, sono giustamente riferiti dal Gemmellaro, per la forma della corona poco slanciata e per il notevole sviluppo della radice, al *Carcharodon auriculatus*. È necessario, quindi, ammettere che questa specie, analogamente a quello che accade per il *Carcharodon angustidens*, abbia vissuto anche nei mari miocenici.

Le località principali italiane, in cui il *Carcharodon auriculatus* è stato riscontrato, sono le seguenti:

Eocene: Avesa (prov. di Verona); S. Giovanni Ilarione. — Gassino in Piemonte; Belvedere presso Pontassieve (Toscana). — Isola presso il Gran Sasso. — Sicilia (prov. di Taormina).

Oligocene: Modenese. — Bismantova (prov. di Reggio Emilia).

Miocene medio: Sicilia (Ragusa, Corleone e Burgio).

Carcharodon megalodon Agassiz.

1843. *Carcharodon megalodon* Agassiz, *Recherches sur les poiss. foss.*, III, pag. 247.

1889. » *megalodon* Woodward A. S., *Catalog. of the foss. fishes*, I, pag. 416.

1889. » *megalodon* Pollini C., *Sopra alcuni avanzi di Pesci fossili terziari* ecc., pag. 71, fig. 1.

1889. » *productus* Pollini, *Op. cit.*, pag. 74.

1891. » *megalodon* Bassani, *Contributo alla paleontologia della Sardegna - Ittioliti miocenici*, Mem. R. Accad. Sc. fis. e mat. di Napoli, vol. IV, serie II, pag. 9, tav. I, fig. 1, 2.

1895. » *megalodon* De Alessandri, *Pesci terziari del Piemonte e della Liguria*, pag. 267, tav. I, fig. 1, 1 *a*.

1897. » *megalodon* De Alessandri, *La Pietra da Cantoni di Rosignano e di Vignale (Basso Monferrato)*, Museo Civico di Storia Nat. di Milano e Soc. ital. di Sc. Nat., Memorie, tomo VI, pag. 40.

1899. » *megalodon* Morena, *Le formazioni eoceniche e miocenichc fiancheggianti il gruppo del Catria nell'Appennino centrale*, Boll. Soc. Geol. Ital., pag. 475.

1900. » *megalodon* Sequenza L. fu G., *Vert. foss. d. prov. di Messina*, pag. 503, tav. VI, fig. 1-3.

1901. » *megalodon* Bonarelli, *Miscellanea di note geologiche e paleontologiche per l'anno 1900*, Boll. Soc. Geol. Ital., pag. 228.

1902. » *megalodon* De Alessandri, *Sopra alcuni odontoliti pseudomiocenici dell'Istmo di Suez*, Atti Soc. Tosc. d. Sc. Nat., pag. 16, tav. V, fig. 4, 4 *a*, 4 *b*, 4 *c*.

1903. *Carcharodon megalodon* Pasquale M., *Revisione dei Selaciani fossili dell'Italia meridionale*, Atti R. Accad. Sc. fis. e mat. di Napoli, pag. 6.

1910. » *megalodon* De Stefano, *Pesci fossili della Calabria meridionale*, Boll. Soc. Geol. Ital., pag. 177, tav. IV, fig. 1, 2.

1900. » *megalodon* Canavari, *La fauna dei calcari marnosi da cemento delle vicinanze di Fabriano*, Palaeontographia italica, pag. 111, tav. XIII, fig. 13.

1912. » *megalodon* De Stefano, *Pesci fossili della Pietra di Bismantova*, pag. 360, tav. XIII, fig. 1-5; tav. XIV, fig. 3.

1912. » *megalodon* De Stefano, *Ittiofauna fossile dell'Emilia*, pag. 41, tav. I, fig. 6; tav. II, fig. 4.

1913. » *megalodon* Gemmellaro M., *Ittiodontoliti del calcare asfaltifero di Ragusa*, pag. 32, tav. II, fig. 9-12; tav. III, fig. 1-4.

1915. » *megalodon* Bassani, *La Ittiofauna della Pietra leccese (Terra d'Otranto)*, Atti R. Accad. d. Sc. fis. e matem. di Napoli, pag. 20.

Appartengono a questa specie quattro esemplari, due dei quali provenienti dai dintorni di Massa Martana e due dai dintorni di Armenzano sulle pendici orientali del M. Subasio.

I denti del *Carcharodon megalodon* sono caratterizzati per le loro notevoli dimensioni, il rilevante spessore e per la forma speciale, che assume il cono dentario. Il contorno è triangolare, come nel *Carcharodon Rondeleti*, ma la corona è molto larga alla base, proporzionalmente meno sviluppata in lunghezza e con i margini meno assottigliati. La faccia interna è molto convessa e rigonfia anche negli esemplari appartenenti a individui di età giovanile; mentre la faccia esterna è pianeggiante o alquanto depressa, divisa per lo più da una piega longitudinale, che dalla base giunge sino all'apice. I margini sono provvisti di una seghettatura minuta ed uniforme; la radice è sviluppata e rigonfia.

L'esemplare meglio conservato appartiene alla mascella superiore e presenta le seguenti dimensioni:

Altezza del cono dentario lungo la linea mediana della faccia esterna	cm. 6,1
Larghezza della base della corona	» ?
Spessore	» 2

In esso il cono dentario accenna ad allargarsi notevolmente alla base ed il margine dello smalto è assai più esteso verso la radice sulla faccia esterna, che su quella interna. Sulla faccia esterna si osserva la piega longitudinale, di cui abbiamo già parlato ed inoltre compaiono a circa un centimetro dai margini due depressioni, che vengono a circoscrivere un'area centrale alquanto rigonfia e convessa.

Gli altri tre denti hanno minori dimensioni ed appartengono alla mascella inferiore; hanno una forma più allungata, si mantengono perfettamente verticali e sono dotati di uno spessore molto rilevante dovuto alla forte convessità della faccia interna. In due di questi esemplari oltre alla piega mediana longitudinale, che percorre la faccia esterna, esistono delle altre meno marcate e che spariscono a diverse distanze dall'apice; nel terzo individuo la faccia esterna verso la base della corona mostra una depressione stretta e non molto allungata.

Anche i denti del *Carcharodon megalodon* presentano un discreto polimorfismo, tanto che lo stesso Agassiz aveva creduto distinguervi varie specie: *C. polygyrus*, *C. productus*, *C. rectidens*, *C. subauriculatus*.

La diffusione cronologica del *Carcharodon megalodon* è stata diversamente interpretata; l'opinione più accettabile è, a parer mio, quella del De Stefano, il quale ritiene che il *Carcharodon megalodon* sia vissuto dall'Oligocene fino a tutto il Miocene, raggiungendo il massimo sviluppo nel Miocene inferiore e medio.

In Italia il *Carcharodon megalodon* è conosciuto nelle seguenti località:

Oligocene: Sassello, Mioglia, Dego (Liguria). — Bismantova (Reggio Emilia).

Miocene: Bolzano; Stazzano e Ponzone in Liguria. — Acqui; Rosignano e Vignale (Basso Monferrato); Colli Torinesi. — Emiliano. — Contrada Farneta in territorio di Acqualagna (Cagli); Scelle in territorio di Cantiano; Fabriano; S. Severino Marche; Todi (Umbria). — Maiella presso Lama. — Rodi Garganico. — Calabria. — Leccese. — Fangario e Cagliari in Sardegna. — Ragusa, Messina in Sicilia. — Isole Tremiti.

Carcharodon Rondeleti Müller et Henle.

(Tav. V, fig. 3, 3 *a*).

1841. *Carcharodon Rondeleti* Müller et Henle, *Systematische Beschreibung der Plagiostomen*, pag. 70.

1843. » *sulcidens* Agassiz, *Recherches sur les poissons fossiles*, III, pag. 254, tav. 30 *a*, fig. 3-7.

1847. » *sulcidens* Michelotti, *Précis de la faune miocène de la Haute Italie*, Mém. de la Soc. Holl. de Sc. à Haarlem, pag. 353.

1858. » *Tornabene* Gemellaro G., *Ricerche sui pesci fossili della Sicilia*, Atti d. Accad. Gioenica di Sc. Nat., serie 2ª, vol. XIII, pag. 309, tav. I, fig. 12.

1876. » *Caifassi* Lawley, *Nuovi studi sopra i pesci ed altri vertebrati fossili delle colline toscane*, pag. 23.

1878. » *etruscus* Lawley, *Quattro memorie sopra ai resti fossili*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. III, pag. 17.

1881. » *etruscus* Lawley, *Studi comparativi sui pesci fossili coi viventi dei generi Carcharodon, Oxyrhina e Galaeocerdo*, Pisa, pag. 17, tav. 2, 3.

1889. » *Rondeleti* Woodward, *Catalog. of the foss. Fishes B. M.*, I, pag. 420.

1895. » *Rondeleti* De Alessandri, *Contrib. allo studio dei Pesci terz. del Piemonte*, pag. 269, tav. I, fig. 3, 3 *a*.

1899. » *Rondeleti* Vinassa, *Pesci neogenici del Bolognese*, Riv. it. di Paleont., pag. 80, tav. II, fig. 2-4.

1900. » *Rondeleti* L. Seguenza fu G., *Vert. foss. d. prov. di Messina*, pag. 506, tav. VI, fig. 4-7.

1903. » *Rondeleti* Pasquale M., *Revisione dei Selaciani fossili dell'Italia merid.*, pag. 8, tav., fig. 1.

1910. » *Rondeleti* De Stefano, *Osservaz. s. ittiofauna pliocenica di Orciano e S. Quirico in Toscana*, Boll. Soc. Geol. Ital., pag. 558, tav. XVI, fig. 1.

1911. » *Rondeleti* De Stefano, *Sui pesci pliocenici dell'Imolese*, Boll. Soc. Geol. Ital., pag. 392, tav. X, fig. 1-7.

1912. » *Rondeleti* De Stefano, *Appunti sulla ittiofauna fossile dell'Emilia conservata nel Museo geologico della Università di Parma*, Boll. Soc. Geol. Ital., pag. 43, tav. I, fig. 7; tav. II, fig. 5, 6.

1913. » *Rondeleti* Gemmellaro M., *Crostacei e pesci fossili del Piano siciliano dei dintorni di Palermo*, Giorn. d. Sc. Nat. ed Econom. di Palermo, pag. 95, tav. I, fig. 33-36; tav. II, fig. 1-6.

1915. » *Rondeleti* Bassani F., *La ittiofauna della pietra leccese (Terra d'Otranto)*, Atti R. Accad. d. Sc. fis. e mat. di Napoli, pag. 20.

Appartengono a questa specie 7 denti, cinque dei quali provenienti dal Pliocene delle vicinanze di Cetona (Toscana), due dal Pliocene ad ovest di Castiglione del Lago, ed uno dal Pliocene presso Città della Pieve.

Tutti questi denti hanno una spiccata forma triangolare, con corona appiattita e poco spessa; sono per lo più diritti, e solo un esemplare si mostra alquanto ricurvo in avanti. La faccia esterna è di solito liscia e lievemente convessa nei denti della mascella inferiore, mentre appare ondulata, striata e piatta nei denti della mascella superiore. I margini laterali sono forniti di una dentellatura irregolare con numerosi dentelli bifidi, raramente tripartiti. La radice è spongiosa con branche brevi arrotondate e poco divaricate.

I denti appartenenti alla mascella superiore sono cinque. Il primo è un dente laterale sinistro; ha notevoli dimensioni e si presenta alquanto ricurvo in avanti; la faccia esterna è piatta e percorsa da solchi assai marcati, i quali si attenuano e spariscono a diverse altezze; la faccia interna è convessa e fornita anch'essa di solchi lievissimi ed appena rilevabili; le branche della radice sono corte, arrotondate e formanti un angolo ottuso.

Altri tre sono denti anteriori (fig. 3, 3 *a*), hanno un contorno equilatero, si presentano pianeggianti nella faccia esterna e portano alla base dello smalto numerose pieghe e solchi pochissimo marcati. La stessa faccia esterna alla base della radice mostra una specie di cordoncino presso lo smalto, che serve a dividere nettamente la corona dalla radice.

Il quinto dente, infine, è fornito di una corona depressa, addirittura piatta nella faccia esterna; inferiormente sulle due faccie si osservano alcuni solchi molto accentuati, lunghi circa un centimetro; la radice manca completamente.

		I.	II.	III.	IV.	V.
Altezza del cono dentario lungo la linea mediana della faccia esterna	cm.	4,3	3,2	3,2	3,7	—
Larghezza della base della corona	»	4,7	4,1	4,1	3,8	—
Spessore	»	0,95	0,7	0,85	0,72	—

Alla mascella inferiore appartengono tre denti triangolari isosceli, piuttosto slanciati. Due, che dovevano essere inseriti nella parte anteriore della mandibola, sono privi di radice; l'altro, la cui posizione era posteriore a quella dei precedenti, ha la corona rigonfia e liscia, la radice molto sporgente sul lato interno e colle branche costituenti un angolo relativamente non molto aperto. Le sue dimensioni sono le seguenti:

Altezza del cono dentario lungo la linea mediana della faccia esterna	cm. 2,8
Larghezza della base della corona	» 2,7
Spessore	» 0,83

Quest'ultimo esemplare, essendo alquanto più allungato ed acuto, offre qualche somiglianza col *Carcharodon angustidens*, da cui però nettamente si distingue per la mancanza assoluta delle orecchiette laterali.

L'Agassiz, che per il primo esaminò questa specie allo stato fossile, la indicò col nome di *Carcharodon sulcidens;* successivamente il Gemmellaro ed il Lawley le attribuirono altre denominazioni. Spetta al Woodward il merito di avere riconosciuto come gli avanzi fossili studiati da questi Autori appartenevano alla specie vivente *Carcharodon Rondeleti* Müller et Henle.

Alcuni Paleontologi citarono la specie ora descritta anche in terreni miocenici; ma osservazioni posteriori, dovute specialmente al Bassani ed al Gemmellaro M., poterono dimostrare che il *Carcharodon Rondeleti* non si riscontra in modo sicuro nelle formazioni più antiche del Pliocene.

Nel Pliocene italiano questa specie è molto diffusa; essa, infatti, è presente a Volpedo (Torino), nel Bolognese (M. S. Pietro, Belpoggio, Pradalbino, M. Zoppolino, M. Biancano); nell'Imolese, in Toscana (Orciano e S. Quirico); nell'Italia meridionale (sabbie di S. Agata, marne di Reggio, Terreti e Nasiti, sabbie di Calanna, sabbie di Ruvo del Monte, tufi dei dintorni di Matera, fosforiti del Capo di Leuca, Leccese), nella Sicilia (colline di Messina, Milazzo, Rometta, Gesso, Leonforte, Castrogiovanni, dintorni di Palermo, di Bogheria e di S. Flavio). Dal De Stefano è indicata pure nelle sabbie pleistoceniche di San Demetrio Corone.

Gen. LAMNA Cuvier.

Lamna obliqua Agassiz sp.

(Tav. V, fig. 4, 4 *a*).

1843. *Otodus obliquus* Agassiz, *Recherches sur les poiss. foss.*, III, pag. 267, tav. 30, fig. 22-27.
1876. » *Vincenti* Winkler, *Deuxième Mém. s. d. dents d. Poiss. foss. d. Terr. Bruxellien*, pag. 25, tav. II, fig. 9, 10.
1891. *Lamna obliqua* Woodward, *Catalog. foss. fish. B. M.*, pag. 404.
1895. » » De Alessandri, *Contrib. a. studio d. Pesci terz. d. Piem. e d. Liguria*, pag. 270, tav. I, fig. 5, 5 *a*.
1899. » *obliqua* Bassani, *Ittiofauna d. calcare eoc. di Gassino*, pag. 18, tav. I, fig. 32-35.
1900. » *obliqua* Sequenza L. fu G., *Vertebrati foss. d. prov. di Messina*, pag. 499, tav. V, fig. 22-25.
1902. » *obliqua* De Alessandri, *Note d'Ittiologia fossile*, Atti Soc. ital. di Sc. Nat., vol. XLI, pag. 3, tav. XII, fig. 1-6.
1902. » *Vincenti* De Alessandri, *Op. cit.*, pag. 10, tav. XII, fig. 7, 8 (vedi Bibliografia).
1912. » *obliqua* De Stefano, *Pesci fossili d. Pietra di Bismantova*, pag. 373, tav. XIII, fig. 10; tav. XIV, fig. 8-13.
1912. » *obliqua* De Stefano, *Ittiofauna fossile dell'Emilia*, pag. 44, tav. I, fig. 8; tav. II, fig. 7.
1912. » *obliqua* Gemmellaro M., *Ittiodontoliti eocenici di Patàra*, pag. 294, tav. I, fig. 5, 6.
1916. » *obliqua* Checchia Rispoli, *Terr. terz. inf. del vers. sett. delle Madonie*, pag. 80, tav. IV, fig. 10, 10 *a*.

Appartiene a questa specie un unico dente, proveniente dal Terziario inferiore dei dintorni di Città di Castello.

Esso è assai spesso, colla corona robusta ed obliqua e l'apice ripiegato lievemente in fuori. La faccia esterna presenta nella parte mediana una discreta convessità limitata ai due lati da due depressioni accentuate, per effetto delle quali lo smalto presso i margini si assottiglia e diventa quasi pianeggiante. La faccia interna è fortemente rigonfia ed appare solcata da grosse fenditure; la radice manca.

Secondo il De Alessandri, la *Lamna obliqua* deve essere tenuta distinta dalla *Lamna Vincenti* Winkler sp. [1], poichè nella prima

[1] De Alessandri, *Note di Ittiologia fossile*, pag. 11.

la corona è spiccatamente rigonfia, la radice grossa, tubercolata, assai prominente nella parte centrale ed i conetti laterali sono larghi e divaricati coll'apice sempre rivolto dalla parte esterna del cono dentario; nella seconda, la corona sarebbe più appiattita e le dimensioni costantemente meno sviluppate. Il Bassani [1] esprime, invece, l'ipotesi che le due specie siano sinonime, ed il Gemmellaro [2], uniformandosi al parere del Bassani, ritiene che le differenze rilevate dal De Alessandri sono di poca entità e provenienti da diverso sviluppo dei denti esaminati e dalla varia posizione di essi nelle mascelle.

Dall'esame delle figure riferite alle due specie mi sembra poter concludere che quest'ultima interpretazione sia la più verosimile. Così pure è assai probabile che la *Lamna Bassani* De Aless. [3] debba riportarsi alla specie dell'Agassiz.

La *Lamna obliqua* è presente negli strati del Paleogene ed è stata riscontrata nelle seguenti località italiane:

Eocene: Veneto (M. Colle, S. Daniele, Spilecco, Roncà, M. Postale). — Sicilia (Taormina, Patara, Contrada Alloro tra Collesano ed Isnello).

Oligocene: Ceva, Mioglia (Liguria); Val Lonte nel Vicentino.

Terziario antico: provincie di Parma e di Piacenza.

Ricorderemo come il Sequenza L. cita questa specie anche nel Cretaceo superiore di Taormina.

Gen. Odontaspis Agassiz.

Odontaspis cuspidata Agassiz sp.

(Tav. V, fig. 5).

1843. *Lamna cuspidata* Agassiz, *Recherches sur les poiss. foss.*, III, pag. 290, tav. XXXVII *a*, fig. 45-50.

1889. *Odontaspis cuspidata* Woodward A. S., *Catalogue of the foss. fishes*, I, pag. 386.

1891. » *cuspidata* Bassani, *Ittioliti miocenici della Sardegna*, pag. 25, tav. I, fig. 14; tav. II, fig. 10, 13, 16, 17.

[1] Bassani, *Ittiofauna d. calc. eoc. di Gassino*, pag. 19.

[2] Gemmellaro M., *Ittiodontoliti eocenici di Patàra*, pag. 295.

[3] De Alessandri, *La pietra da Cantoni* ecc., pag. 38, tav. I, fig. 16, 16 *a*.

1895. *Odontaspis cuspidata* De Alessandri, *Pesci terz. del Piem. e della Liguria*, pag. 11, tav. I, fig. 7, 7 *a*, 7 *b*, 7 *c*.

1900. » *cuspidata* Sequenza L. fu G., *Vert. foss. d. prov. di Messina*, pag. 494, tav. VI, fig. 14, 15.

1900. » *cuspidata* Verri e De Angelis d'Ossat, *II° Contributo allo studio d. Mioc. nell'Umbria*, pag. 273.

1903. » *cuspidata* Pasquale M., *Revis. Selaciani fossili* ecc., pag. 10.

1910. » *cuspidata* De Stefano, *Pesci fossili d. Calabria merid.*, pag. 179, tav. IV, fig. 12-15.

1912. » *cuspidata* De Stefano, *Pesci fossili di Bismantova*, pag. 388, tav. XIII, fig. 12-14; tav. XIV, fig. 31-37.

1912. » *cuspidata* De Stefano, *Ittiofauna fossile dell'Emilia*, pag. 46, tav. I, fig. 10-13; tav. II, fig. 10.

1912. » *cuspidata* Gemmellaro M., *Ittiodontoliti del Miocene medio di alcune regioni delle Prov. di Palermo e di Girgenti*, pag. 125, tav. III, fig. 15-20.

1913. » *cuspidata* Gemmellaro M., *Ittiodontoliti d. calcare asfaltifero di Ragusa*, pag. 28, tav. I, fig. 1-12.

1915. » *cuspidata* Bassani F., *Ittiofauna della pietra leccese*, pag. 22.

Appartiene a questa specie un solo esemplare con una indicazione di località assai incerta. Infatti l'etichetta lo dà come proveniente da Civitella d'Arno; ma probabilmente il fossile è stato raccolto negli strati del Terziario inferiore o medio esistenti sulla riva sinistra del Chiascio.

Il dente di forma slanciata ed alquanto flessuosa doveva essere situato nella parte anteriore della mascella superiore in prossimità della sinfisi. La corona è semicilindrica in basso ed alquanto depressa nel centro; la faccia esterna è pianeggiante, la interna molto convessa. I margini laterali, ben distinti e taglienti, si estendono per tutta la lunghezza della corona, eccezione fatta per il lato interno, in cui il bordo si arresta a circa un terzo dalla base dello smalto. Tanto la superficie interna che quella esterna sono perfettamente lisce; la radice ed i coni laterali mancano completamente.

Secondo il Woodward l'*Odontaspis cuspidata* dovrebbe identificarsi colla *Odontaspis Hopei* Agassiz; il Leriche ed il Priem considerano quest'ultima come una varietà della prima; ma per il diverso aspetto che assumono i bordi laterali è preferibile mantenere le due specie distinte.

Una specie, invece, che con certezza è da ritenersi sinonima di quella ora descritta, è la *Lamna dubia* Agassiz [1].

Il De Alessandri, la Pasquale, il Priem, il De Stefano hanno indicato l'*Odontaspis cuspidata* in varie località plioceniche; ma secondo il Bassani è molto probabile che gli esemplari pliocenici appartengano alla vivente *Odontaspis ferox* Risso sp.

Escludendo adunque dalla sinonimia l'*Odontaspis Hopei*, a cui devono riportarsi i denti determinati dalla Pieragnoli come *O. cuspidata* [2], quest'ultima specie risulterebbe diffusa dall'Oligocene sino al Miocene, raggiungendo il suo massimo sviluppo nel Miocene medio.

Le località italiane, nelle quali l'*Odontaspis cuspidata* è stata rinvenuta, sono le seguenti:

Oligocene: Castelgomberto. — Mioglia, Sassello, Dego. — Bismantova.

Miocene: Piemonte e Liguria (Torino, Baldissero, Pavarolo, Vignale, Rosignano, Monterosso, Casalborgone, Barbaresco; Serravalle Scrivia). — Bellunese, Pozzuolo sul Cormor. — Montegibbio, M. Titano. — M. Pacciano presso Perugia. — Leccese. — Calabria meridionale (Capo dell'Armi). — Sicilia (Ragusa, Patti, Rometta). — Sardegna (Fangario, Sassari, S. Marco, ecc.).

Odontaspis ferox Risso sp.

(Tav. V, fig. 6).

1810. *Squalus ferox* Risso, *Ichtyologie de Nice*, pag. 38, sp. 14.
1843. *Odontaspis ferox* Agassiz, *Recherches s. les poiss. fossiles*, III, pag. 87, tav. G, P.
1899. » cfr. *vorax* Vinassa, *Pesci neogenici del Bolognese*, pag. 81, tav. II, fig. 5.
1900. » *ferox* Sequenza L. fu G., *Vert. foss. d. prov. di Messina*, pag. 498, tav. VI, fig. 10-12.
1901. » *ferox* De Stefano, *Alcuni pesci pliocenici di Calanna in Calabria*, pag. 577, tav. X, fig. 16, 17, 18, 20.

[1] Agassiz, *Recherches sur les Poissons fossiles*, III, pag. 295, tav. 37 *a*, fig. 24-26.

[2] Pieragnoli L., *Selaci eocenici di Toscana*, pag. 41, tav. I, fig. 3-8.

1911. *Odontaspis ferox* De Stefano, *Pesci fossili dell'Imolese*, pag. 394, tav. X, fig. 11-13.
1912. » *ferox* De Stefano, *Ittiofauna fossile dell'Emilia*, pag. 47, tav. I, fig. 17; tav. II, fig. 11-14.

Riferisco a questa specie vivente un esemplare proveniente dal Pliocene marino ad ovest di Castiglion del Lago.

Il dente è cilindrico e ricurvo verso la gola, dilatato e turgido alla base della corona. Le due faccie presentano presso a poco la stessa convessità; i margini laterali si arrestano a circa metà dell'altezza del cono dentario; la superficie è completamente liscia; la radice ed i conetti accessori mancano.

Strettissime sono le affinità che l'*Odontaspis ferox* presenta sia coll'*Odontaspis Hopei* Agassiz, sia coll'*Odontaspis acutissima* Agassiz, i denti del quale hanno per lo più la faccia interna ornata di strie ondulate, che si intrecciano tra di loro. Con ragione il De Stefano ritiene che la specie ora descritta sia la diretta discendente dell'*Odontaspis acutissima*.

L'*Odontaspis ferox* è abbastanza comune nei giacimenti pliocenici italiani. Infatti è citato nell'Imolese (Rivola), nel Bolognese (Tiola), nel Modenese, nel Piacentino, in Toscana (S. Quirico e Orciano), nell'Italia meridionale (Colle S. Magno presso Fondi, Calanna) ed in Sicilia (Messina, Milazzo, Rometta).

Gen. Oxyrhina Agassiz.

Oxyrhina Desori Agassiz.

(Tav. V. fig. 7).

1843. *Oxyrhina Desori* Agassiz, *Recherches sur les poiss. foss.*, III, pag. 282, tav. XXXVII, fig. 8-13.
1889. » *Desori* Woodward A. S., *Catal. foss. fish. in B. M.*, pag. 383.
1895. » *Desori* De Alessandri, *Pesci terziari d. Piemonte e d. Liguria*, tav. I, fig. 10, 10 *a*.
1897. » *Desori* De Alessandri, *La Pietra da Cantoni di Rosignano e di Vignale*, pag. 35, tav. I, fig. 13.
1899. » *Desori* Bassani F., *Ittiofauna d. calcare eocenico di Gassino*, pag. 19, tav. II, fig. 24-38.
1900. » *Desori* Sequenza L. fu G., *Vert. foss. d. prov. di Messina*, pag. 482, tav. V, fig. 1-12.

1903. *Oxyrhina Desori* Pasquale M., *Revis. d. Selaciani fossili* ecc., pag. 12.
1910. » » De Stefano, *Pesci fossili della Calabria merid.*, pag. 182, tav. IV, fig. 6-9.
1912. » *Desori* Gemmellaro M., *Ittiodontoliti eocenici di Patàra*, pag. 296, tav. I, fig. 7, 8.
1912. » *Desori* Gemmellaro M., *Ittiodontoliti d. Mioc. medio d. prov. di Palermo e Girgenti*, pag. 134, tav. IV, fig. 13-29.
1912. » *Desori* De Stefano, *Pesci fossili di Bismantova*, pag. 399, tav. XIII, fig. 15-21; tav. XIV, fig. 45-57.
1913. » *Desori* Gemmellaro M., *Ittiodontoliti d. calcare asfaltifero di Ragusa*, pag. 31, tav. I, fig. 28-30; tav. II, fig. 1-8.
1915. » *Desori* Bassani F., *Ittiofauna della pietra leccese*, pag. 23, tav. I, fig. 4-7.
1916. » *Desori* Pieragnoli L., *Selaci eocenici di Toscana*, pag. 46, tav. I, fig. 27-29.
1916. » *hastalis* Pieragnoli L., *Op. cit.*, pag. 47, tav. I, fig. 32.

Appartengono a questa specie sei esemplari provenienti dall'Eocene della Scheggia, di Nocera Umbra e di Armenzano.

Tre sono denti anteriori della mascella superiore, e gli altri (fig. 7) sono denti anteriori della mascella inferiore.

Hanno tutti la corona stretta, rigonfia e lievemente ricurva. La faccia esterna è appena convessa con una larga depressione mediana presso la base e due altre depressioni ristrette parallele ai fianchi, per effetto delle quali i margini risultano taglientissimi; la faccia interna è molto turgida e liscia, la radice è per lo più mancante; in due soli individui della mascella superiore accenna ad essere notevolmente robusta.

Il Leriche [1] distingue in questa specie tre varietà, caratteristiche di determinati piani geologici. Così la *O. Desori* var. *praecursor*, con denti tozzi e con tallone molto ottuso e poco sviluppato, sarebbe eocenica; la *O. Desori* var. *flandrica*, i cui denti hanno una corona più lunga e compressa, sarebbe propria dei terreni oligocenici; e la *O. Desori* Sismonda con denti a corona stretta, a margini taglienti e con faccia esterna alquanto convessa si riscontrerebbe nel Miocene.

Ma questa interpretazione del Leriche risulta affatto arbitraria, avendo il De Stefano trovato nella pietra di Bismantova riunite insieme tutte e tre le forme distinte dall'illustre paleon-

[1] Leriche, *Les poissons oligocènes de la Belgique.*

tologo belga. Quindi, d'accordo col De Stefano e col Gemmellaro, ritengo che le diverse forme, considerate dal Leriche come varietà, dipendano, invece, dalla età degl'individui e dal posto che i denti occupavano nelle mascelle.

Gli esemplari studiati nel presente lavoro corrispondono per la massima parte all'*O. Desori* Sismonda; solamente uno, presentando la faccia esterna perfettamenta piana, ricorda la varietà *flandrica*.

		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Altezza della corona lungo la linea mediana della faccia esterna	cm.	?	?	3,4	?	?	?
Larghezza della base della corona	»	1,5	1,6	1,8	?	?	?
Spessore	»	0,85	0,8	1,0	0,6	0,5	0,55

All'*Oxyrhina Desori* va riunita anche l'*Oxyrhina Vanieri* Rouault, che il Woodward e l'Eastmann mantengono distinta, poichè anche in questo caso le piccole differenze riscontrate tra le due forme nelle dimensioni, nello spessore e nella curvatura della corona dipendono verisimilmente dalle posizioni occupate dai denti.

Il dente, che la Pieragnoli nella sua *Op. cit.* riferisce all'*Oxyrhina hastalis*, per l'aspetto della corona deve a parer mio essere attribuito all'*Oxyrhina Desori*.

Questa specie comparve nell'Eocene medio e si propagò sino al Miocene superiore. Secondo alcuni autori come il Lawley, il De Alessandri, il Simonelli, il Priem, l'Eastmann, si riscontrerebbe anche nel Pliocene; ma il Bassani ed il De Stefano ritengono che gli avanzi esistenti nei giacimenti pliocenici siano da riferirsi alla vivente *Oxyrhina Spallanzani* Bonaparte. Così, per esempio, il De Stefano [1] riferisce a questa specie vivente tutti gli esemplari illustrati dal Lawley nei suoi *Studi comparativi sui pesci fossili coi viventi dei generi Carcharodon, Oxyrhina, Galaeocerdo*. Credo tuttavia opportuno far notare che

[1] De Stefano, *Osservazioni sulla ittiofauna pliocenica di Orciano e S. Quirico in Toscana*, pag. 570.

un dente proveniente dall'Oligocene di Carcare (Liguria), e facente parte delle collezioni del Museo geologico dell'Università di Genova, si mostra affatto simile alla figura 1ª, tav. III dell'*Op. cit.* del Lawley.

Le principali località italiane, nelle quali è stata constatata la presenza dell'*Oxyrhina Desori*, sono le seguenti:

Eocene: Piemonte (Gassino); Toscana (Terenzano presso Settignano); Sicilia (Taormina, Patara).

Oligocene: Valle della Bormida, Santa Giustina e Carcare in Liguria; Reggio Emilia (pietra di Bismantova).

Miocene: Piemonte (Rosignano, Vignale, Cellamonte, Torino, Baldissero, Monferrato, Acqui, Montaldo, Bersano); Abruzzo (Tocco di Casauria); Leccese; Calabria; Sicilia (Ragusa).

Pliocene (?): Valle Andonia, Incisa, Savona.

Oxyrhina hastalis Agassiz.

(Tav. V, fig. 8, 8 *a*).

1843. *Oxyrhina hastalis* Agassiz, *Recherches sur les poiss. foss.*, III, pag. 277, tav. XXXIV, fig. 4-7.

1889. » *hastalis* Woodward, *Catalog. of the fish. foss. Brit. Mus.*, I, pag. 385.

1891. » *hastalis* Bassani, *Ittioliti miocenici d. Sardegna*, pag. 31, tav. I, fig. 3; tav. II, fig. 1, 26.

1895. » *hastalis* De Alessandri, *Pesci terz. d. Piemonte e della Liguria*, pag. 274, tav. I, fig. 9, 9 *a*.

1897. » *hastalis* De Alessandri, *Avanzi di Oxyrhina hastalis del Miocene di Alba*, Atti Soc. ital. d. Sc. Nat., con tavola.

1897. » *hastalis* De Alessandri, *La Pietra da Cantoni di Rosignano e Vignale*, pag. 34, tav. II, fig. 2, 2 *a*.

1899. » *hastalis* Vinassa, *Pesci neogenici del Bolognese*, pag. 81, tav. II, fig. 7, 8.

1899. » *crassa* Vinassa, *Op. cit.*, pag. 82, tav. II, fig. 9.

1900. » *hastalis* Sequenza L. fu G., *Vert. foss. d. prov. di Messina*, pag. 484, tav. VI, fig. 23-28.

1910. » *hastalis* De Stefano, *Ittiofauna pliocenica di Orciano e S. Quirico in Toscana*, pag. 567, tav. XVI, fig. 2, 4, 5, 6, 15, 16; tav. XVII, fig. 1; tav. XX, fig. 21.

1910. » *hastalis* De Stefano, *Pesci fossili della Calabria meridionale*, pag. 183, tav. IV, fig. 3-5.

1910. *Oxyrhina hastalis* Canavari, *La fauna dei calcari marnosi da cemento di Fabriano*, pag. 109, tav. XIII, fig. 10, 11.
1911. » *hastalis* De Stefano, *Pesci fossili dell'Imolese*, pag. 395, tav. X, fig. 14, 15.
1912. » *hastalis* De Stefano, *Ittiofauna fossile dell'Emilia*, pag. 48, tav. I, fig. 18, 19; tav. II, fig. 15-18.
1912. » *hastalis* Gemmellaro M., *Ittiodont. d. Mioc. medio d. prov. di Palermo e Girgenti*, pag. 131, tav. IV, fig. 7-12.
1912. » *hastalis* De Stefano, *Pesci fossili della Pietra di Bismantova*, pag. 406, tav. XIII, fig. 23, 24; tav. XIV, fig. 60-66.
1912. » *hastalis* Gemmellaro M., *Ittiod. d. calcare asfaltifero di Ragusa*, pag. 29, tav. I, fig. 13-26.
1915. » *hastalis* Bassani, *Ittiofauna della pietra leccese*, pag. 24, tav. I, fig. 8, 9.

Appartengono a questa specie nove denti, provenienti dal Paleogene dei dintorni di Pieve di Campo, di Serra S. Abbondio (Marche) e di Cetona (Toscana). Sei si riferiscono alla mascella superiore e tre alla mascella inferiore.

Denti della mascella superiore: Il primo appartiene alla regione anteriore della bocca; la corona ha una forma triangolare slanciata, con spessore assai lieve. La faccia esterna è pianeggiante con due depressioni parallele ai margini, le quali si attenuano e scompaiono presso l'apice; la faccia interna è regolarmente convessa con una depressione mediana; la radice è corta con due branche, brevi, ottuse e divergenti.

Il secondo è un dente laterale alquanto logoro; il cono dentario è acuto e diritto; la faccia interna presenta una convessità debole, in modo che lo spessore risulta non molto accentuato.

Il terzo è un dente impari colla corona ricurva verso l'interno delle fauci; anche in questo esemplare lo spessore è di poca entità e la radice è corta colle due branche poco sviluppate.

Il quarto è un dente laterale successivo a quello impari: la corona è larga e leggermente arcuata; la radice ha le due branche appena accennate. Anche il quinto ed il sesto sono denti successivi all'impari con il cono dentario arcuato, la faccia interna poco rigonfia e le branche della radice brevissime ed ottuse.

Denti della mascella inferiore: Il primo (fig. 8, 8 *a*) è il dente impari della mandibola; la corona è ristretta ed appuntita

verso l'apice, slargata alla base; la faccia esterna è lievemente convessa; la faccia interna è rigonfia, i margini sono taglienti, le branche della radice sono assai sviluppate e divergenti.

Il secondo doveva essere situato presso la sinfisi: è spesso, colla faccia esterna convessa e liscia. Il terzo, infine, per le sue piccole dimensioni e per la sua forma ricurva rappresenta un dente successivo all'impari, che cambia la sua curva verso la parte interna.

		Denti della mascella superiore					
		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Altezza della corona lungo la linea mediana della faccia esterna	cm.	3,45	3,8	2,9	4,1	3,5	2,5
Larghezza della base della corona	»	3,1	?	2,75	3,55	3,28	2,25
Spessore	»	0,65	0,78	0,53	0,75	0,82	0,5

		Dati della mascella inferiore		
		I.	II.	III.
Altezza della corona lungo la linea mediana della faccia esterna . . .	cm.	2,61	3,45	3,2
Larghezza della base della corona . .	»	2,6	2,82	2,4
Spessore	»	0,7	0,9	1

A questa specie vanno riunite l'*Oxyrhina Agassizi* Lawley, l'*Oxyrhina trigonodon* Agassiz, l'*O. plicatilis* Agassiz, l'*O. xiphodon* Agassiz, l'*O. isocelica* Sismonda, l'*O. quadrans* Agassiz, l'*O. retroflexa* Agassiz, l'*O. acuminata* Davis, l'*O. complanata* Lawley, l'*O. brevis* Costa e l'*O. tumidula* Costa.

L'*Oxyrhina hastalis* apparve nell'Oligocene e si propagò fino al Pliocene; le località italiane, in cui essa è stata riscontrata, sono le seguenti:

Oligocene: Liguria (S. Giustina, Ceva, Carcare, Belforte). — Reggio Emilia (pietra di Bismantova).

Miocene: Piemonte e Liguria (Alba, Acqui, Torino, Rosignano e Vignale: Stazzano, Ponzone, Serravalle Scrivia). —

Bolognese. — Fabriano. — Abruzzo meridionale. — Leccese. — Calabria. — Sardegna (Fangario, Cagliari). — Sicilia (Ragusa).

PLIOCENE: Astigiano, Savonese, Albenza. — Parmense, Piacentino, Imolese, Bolognese. — Toscana (Orciano e S. Quirico). — Calabria meridionale. — Sicilia.

Oxyrhina crassa Agassiz.

(Tav. V, fig. 9, 9 *a*).

1843. *Oxyrhina crassa* Agassiz, *Poissons fossiles*, III, pag. 283, tav. 27, fig. 16 *a*, 16 *b* (esclusa la tav. 34, fig. 14).
1881. » *quadrans* Lawley, *Studi comparativi* ecc., pag. 116.
1889. » *crassa* Woodward, *Catal. of foss. fishes* ecc., pag. 389.
1895. » » De Alessandri, *Pesci terz. d. Piemonte e d. Liguria*, pag. 276, tav. II, fig. 11, 11 *a*.
1897. » *crassa* De Alessandri, *La Pietra da Cantoni di Rosignano e di Vignale*, pag. 36, tav. II, fig. 3, 3 *a*.
1903. » *crassa* Pasquale M., *Revis. d. Selaciani foss. d. Italia merid.*, pag. 11, tav. fig. 3.
1915. » *crassa* Bassani F., *Ittiofauna della pietra leccese*, pag. 25.

Riferisco a questa specie un dente del Terziario inferiore di S. Giustina a nord di Umbertide.

Esso è privo di radice, con corona grossa, gibbosa, a margini taglienti; la faccia esterna è lievemente convessa e presenta in prossimità degli orli una depressione, che sparisce verso l'apice; la faccia interna è rigonfia, liscia ed alquanto incavata nella parte inferiore.

Alla specie ora descritta vanno riferite l'*Oxyrhina gibbosissima* Lawley, l'*O. Foresti* Lawley, e l'*O. Benedeni* Le Hon.

L'Eastmann [1] ed il Leriche [2] ritengono che l'*Oxyrhina crassa* e l'*Ox. hastalis* costituiscano una sola specie. Si può osservare, tuttavia, che nei denti dell'*Ox. hastalis* la corona non si presenta mai così rigonfia e gibbosa, come si verifica nei denti attribuiti all'*Ox. crassa*.

[1] Eastmann, *Beitrag z. Kenntnis d. Gattung Oxyrhina*, Palaeontographica, XLI, pag. 183.

[2] Leriche, *Les poissons oligocènes de la Belgique*, tom. V, pag. 283.

Quest'ultima specie comparve nell'Oligocene e si diffuse sino al Pliocene. Il De Stefano ravvicina all'*Oxyrhina crassa* due esemplari della pietra di Bismantova [1], i quali, però, hanno una corona assai allungata e ristretta. Altre località italiane, in cui è stata accertata la presenza della specie in questione, sono le seguenti:

MIOCENE: Piemonte (Rosignano e Vignale). — Italia meridionale (Agnana, Ardore, calcare di Lecce).

PLIOCENE: Astigiano, Castelnuovo (Asti), Savona.

Gen. CARCHARIAS Cuvier — *subgen.* PRIONODON Müller et Henle.

Carcharias (Prionodon) Egertoni Agassiz sp.

(Tav. V, fig. 10, 10 *a*).

1843. *Corax Egertoni* Agassiz, *Rech. s. les poiss. foss.*, III, pag. 228, tav. XXXVI, fig. 6, 7.
1846. » *pedemontana* Sismonda, *Pesci e crostacei foss. d. Piemonte*, pag. 31, tav. I, fig. 19-24.
1881. *Galaeocerdo Egertoni* Lawley, *Studi comparativi* ecc., pag. 138, tav. I, fig. 2; tav. II, fig. 1.
1881. » *etruscus* Lawley, *Op. cit.*, pag. 144, tav. III, fig. 1-6.
1891. *Carcharias (Prionodon) Egertoni* Woodward, *Calal. foss. fish.*, pag. 439.
1895. » *(Prionodon) Egertoni* De Alessandri, *Pesci terz. d. Piemonte e d. Liguria*, p. 277, tav. I, fig. 13, 13 *a*.
1897. » *(Prionodon) Egertoni* De Alessandri, *La Pietra da Cantoni di Rosignano e di Vignale*, pag. 33, tav. I, fig. 12.
1903. » *(Prionodon) Egertoni* Pasquale M., *Selaciani fossili dell'Italia merid.*, pag. 16, tav. fig. 7-9.
1910. » sp. [cfr. *C. (Prionodon) Egertoni*] De Stefano, *Pesci fossili d. Calabria meridionale*, pag. 185, tav. IV, fig. 16, 17.
1915. » *(Prionodon) Egertoni* Bassani, *La Ittiofauna d. Pietra leccese*, pag. 27.

Di questa specie ho riscontrato un solo esemplare, con una indicazione di località assai vaga; infatti, l'etichetta lo dà come proveniente da Città di Castello, ed è probabile che il fossile

[1] De Stefano, *Pesci fossili della Pietra di Bismantova*, pag. 404, tav. XIII, fig. 22; tav. XIV, fig. 58, 59.

derivi da qualche lembo del Miocene medio, che si riscontra appunto presso quella località.

Il dente è relativamente largo, a corona bassa e molto inclinata verso la parte posteriore. La faccia esterna ha un leggero rigonfiamento nel mezzo, limitato da due depressioni situate in vicinanza dei margini; la faccia interna è convessa; i margini sono denticolati per tutto il contorno ed i dentelli accennano ad essere più marcati verso la base del cono. Il margine anteriore è quasi rettilineo, mentre il margine posteriore si presenta assai incavato. La radice è larga e si rigonfia fortemente nella parte centrale della faccia interna; le branche sono piuttosto sviluppate.

Il dente descritto offre varie somiglianze, specialmente per la forma del cono dentario, con un esemplare proveniente dall'Eocene d'Egitto e determinato dal Priem come *Galaeocerdo latidens* [1]; tuttavia in quest'ultimo la parte posteriore ha dei dentelli marginali grossi e sporgenti e la radice presenta nel mezzo della faccia interna una profonda depressione. Al *Carcharias Egertoni* devono riportarsi alcuni denti descritti dal Lawley come *Galaeocerdo Egertoni* e *Galaeocerdo etruscus*, e probabilmente con esso va identificato anche il *Prionodon similis* del Probst [2].

I denti del *Carcharias Egertoni* presentano strette analogie con quelli del vivente *Prionodon lamia* Risso, tanto che non è sempre agevole la distinzione tra le due forme. Evidentemente il *Prionodon lamia* è il diretto discendente della specie ora descritta.

In Italia la presenza del *Carcharias Egertoni* è stata constatata nelle seguenti località:

Miocene: Piemonte (Torino, Rosignano). — Italia meridionale (Carsi, Galatina, Lecce, Saline).

Pliocene: Montiglio, Savona. — Toscana.

[1] Priem, *Sur les poissons de l'Éocène du Mont Mokattam (Égypte)*, Bull. Soc. Géol. de France, 1897, pag. 217, tav. VII, fig. 8.

[2] Probst, *Beiträge zur Kenntniss d. fossilen Fische aus der Molasse von Baltringen-Hayfische*, Jahres-hefte des Vereins für Vaterland. Naturk. n Würtemb., 1878, pag. 13, tav. I, fig. 12-19.

Gen. *Raja* Cuvier.

Raja clavata Linneo.

(Tav. V, fig. 11, 12).

1767. *Raja clavata* Linneo, *Systema Naturae*, I, pag. 397, sp. 8.
1843. » *antiqua* Agassiz, *Poissons fossiles*, III, pag. 371, tav. 37, fig. 33, 33 *a*.
1843. » *ornata* Agassiz, *Op. cit.*, III, pag. 372, tav. 37, fig. 34, 34 *a*.
1876. » *ornatissima* Lawley, *Nuovi studi sopra ai Pesci fossili* ecc., pag. 43.
1890. » *antiqua* Verri A., *La « Melania Verri De Stef. » nel delta del Tevere pliocenico*, pag. 38.
1901. » *clavata* Bassani, *Su alcuni avanzi di Pesci del Pliocene toscano*, pag. 521.
1903. » *clavata* Pasquale M., *Revisione dei Selaciani fossili* ecc., pag. 21.
1910. » » De Stefano, *Ittiofauna pliocenica di Orciano e S. Quirico*, pag. 599.
1913. » *clavata* Gemmellaro M., *Crostacei e pesci fossili del « Piano Siciliano »*, pag. 103, tav. 11, fig. 23, 24.

Nella collezione Bellucci esistono varie placche dermiche, riferibili a questa specie, con dubbia indicazione di località, ma che probabilmente provengono dal Pliocene di Città della Pieve.

Queste placche presentano varie dimensioni: le più grandi hanno un diametro di 22 mm., le più piccole di 14 mm. Hanno per lo più un contorno ellittico, ma qualcuna è quasi circolare. La superficie superiore è provvista di rugosità e di linee disposte radialmente; la superficie inferiore è fortemente rugosa e munita di solchi o di intaccature, che in qualche esemplare appariscono larghe e profonde. Superiormente nel mezzo della placca è impiantato un aculeo ricurvo verso la parte posteriore ed alquanto flessuoso. Una placca, quella che offre dimensioni maggiori, ha due aculei, ma essa evidentemente risulta dalla intima saldatura di due placche contigue.

La Pieragnoli [1] riferisce alla *Raja clavata* alcuni denti dell'Eocene di Mosciano. È assai dubbio che la comparsa della

[1] Pieragnoli, *Selaci eocenici di Toscana*, pag. 51, tav. I, fig. 35.

Raja clavata risalga al Paleogene; inoltre, da quello che si può giudicare dall'esemplare figurato, ritengo improbabile che quegli avanzi fossili appartengano alla specie vivente in questione.

La *Raja clavata* era già stata citata dal Verri nel Pliocene di Città della Pieve (Fornaci di Monteleone) sotto il nome di *Raja antiqua* Agassiz, termine che rientra nella sinonimia della *Raja clavata* vivente nel Mediterraneo. Essa, allo stato fossile, è conosciuta anche nel Pliocene del Piacentino, della Toscana e di Reggio Calabria (Testa del Prato).

Istituto Geologico della R. Università di Genova.

SPIEGAZIONE DELLA TAV. V.

Fig. 1. — *Carcharodon angustidens* Agass., dente visto dal lato interno.

Fig. 2, 2 *a*. — *Carcharodon auriculatus* Blainv., dente anteriore della mascella inferiore visto dai due lati.

Fig. 3, 3 *a*. — *Carcharodon Rondeleti* Müller et Henle, dente anteriore della mascella superiore visto dai due lati.

Fig. 4, 4 *a*. — *Lamna obliqua* Agass. sp., dente posteriore della mascella superiore visto dai due lati.

Fig. 5. — *Odontaspis cuspidata* Agass. sp., dente anteriore della mascella superiore in prossimità della sinfisi.

Fig. 6. — *Odontaspis ferox* Risso sp., dente visto di fianco.

Fig. 7. — *Oxyrhina Desori* Agass., dente anteriore della mascella inferiore visto dal lato interno.

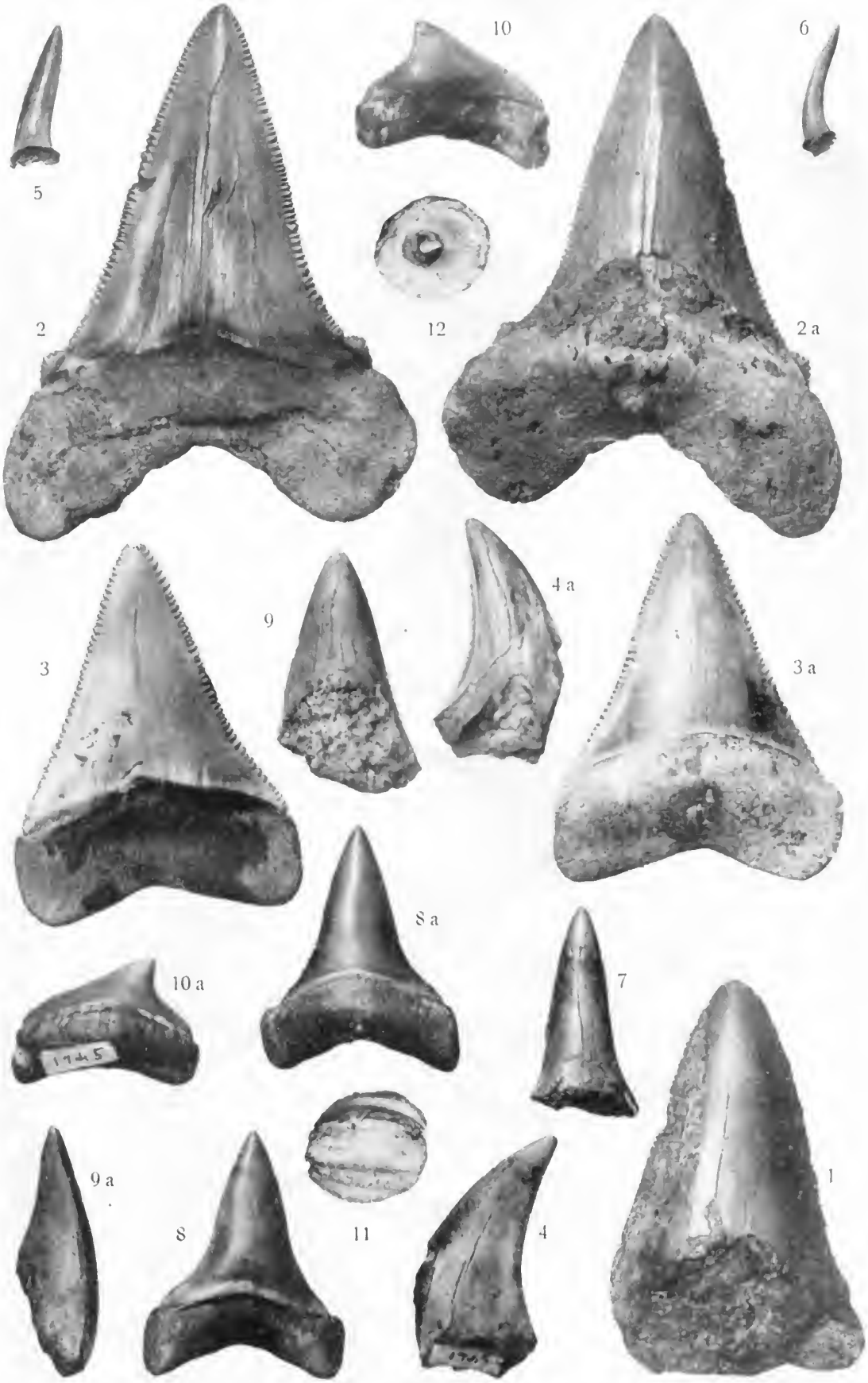
Fig. 8, 8 *a*. — *Oxyrhina hastalis* Agass., dente impari della mascella inferiore visto dai due lati.

Fig. 9, 9 *a*. — *Oxyrhina crassa* Agass., dente visto dal lato interno e di fianco.

Fig. 10, 10 *a*. — *Carcharias (Prionodon) Egertoni* Agass. sp., dente visto dal lato esterno e dal lato interno.

Fig. 11. — *Raja clavata* L., Placca dermica, superficie inferiore.

Fig. 12. — *Raja clavata* L., Placca dermica, superficie superiore.



Danesi - Roma

IL GLACIALISMO NEL GRUPPO DEL MONTE EMILIUS
(VALLE D'AOSTA)

Nota del Prof. F. Sacco

Verso il mezzo della valle aostana e quasi procombente sulla città d'Aosta si erge sino a 3559 m. il piccolo ma aspro gruppo del M. Emilius. La sua individualità è non soltanto orografica ma anche geologica, costituendo esso una massa centrale gneissica circondata da formazioni calceschistose e da Pietre Verdi estese e varie (Anfiboliti, Prasiniti, Serpentine, ecc). Tettonicamente questo caratteristico gruppo fu interpretato da alcuni geologi stranieri come prodotto di carreggiamento, ma credo piuttosto trattisi di una anticlinale gneissica un po' irregolarmente obliquata, avviluppata in modo abbastanza regolare (specialmente dal lato N. O. O. e S. O.) dalla potente formazione mesozoica costituita da Calceschisti fra cui si intercalano lenti piccole e grandi (alcune anche enormi, come quella di M. Pera Lorenzi-Comboe) di svariate Pietre Verdi, essenzialmente anfibolitiche.

Data la piccolezza del gruppo montuoso dell'Emilius ed il poco sviluppo delle valli che lo solcano da ogni lato, esso non potè albergare grandiosi ghiacciai neppure nella classica epoca glaciale, durante la quale però ebbe numerosi ghiacciai mediocri, irregolarmente irradianti e poi scendenti in parte a sud (collegandosi questi in basso col grande Ghiacciaio urthieriano o di Cogne), in parte a nord, sino a confluire col gigantesco ghiacciaio balteo o di Valle d'Aosta, il quale in certi periodi di massimo sviluppo si innalzò (nella conca aostana) sino a circa 1900 m. raggiungendo l'enorme spessore di ben oltre 1000 metri.

Ciò premesso esaminiamo brevemente e successivamente tali singoli ghiacciai scendenti dal gruppo dell'Emilius, dapprima quelli volti verso nord (Aosta), poi quelli volgenti a sud (Cogne).

Ghiacciaio di Fenis o di Clavalité. — Nella parte geograficamente la più orientale e geotettonicamente la più esterna del gruppo montuoso dell'Emilius, largamente inteso, trovasi la Valle di Fenis o di Clavalité, profondamente incisa dalle acque nella potente formazione di Calceschisti con gigantesca intercalazione di Pietre Verdi; Prasiniti e Gneiss prasinitici specialmente nella parte inferiore della serie; Serpentine prevalenti invece nella parte superiore. Questa valle, drittamente allineata da sud a nord, albergò già un notevole ghiacciaio che nell'epoca glaciale raggiungeva (ad est di Druges) quello principale, gigantesco, balteo, che vi depose poi le morene laterali di destra più o meno insinuate, di Cerises-Barche, ad elementi serpentinosi-gneissici, ecc. di origine baltea, commisti con altri di origine più o meno locale.

Nella susseguente epoca postwurmiana, individualizzandosi il Ghiacciaio di Fenis (Clavalité), esso per lunghissimo periodo ebbe la sua lingua terminale tra Levignano e Chiboz, depositando, dapprima ed un po' fugacemente, presso Levignano, una irregolare morena destra (alterata dai grossolani elementi del cono di deiezione del Vallone Lavanchy), poscia una serie di almeno 5 grandiose morene-gradinate (ad enormi massi irregolari) salienti dai dintorni di Fontana (verso i 1200 m.) a Robiet o Robbio (circa 1500 m. s. l. m.). La mole e l'angolosità di questi massi è specialmente in rapporto alla facile sfaldabilità e rapido sgretolamento della gran massa serpentinosa di destra (gruppo del M. Avich), donde l'aspetto franoide di questi grossi massi angolari che subirono generalmente poco trasporto glaciale; ricordo per esempio che presso Robiet uno di questi massi misura 17 m. di lunghezza.

La lunga persistenza della fronte del Ghiacciaio di Fenis nella regione di Chiboz (o Chizbots) ci spiega la formazione dell'amplissimo, bellissimo piano di Chizbots-Bioleis-Siley chiuso dalla grandiosa doppia morena (a giganteschi massi angolosi accatastati) di Robbio. Dopo il ritiro del ghiacciaio da questa depressione di Chiboz essa si cangiò naturalmente in regione lacustre, paludoso-torbosa, svuotatasi poi gradatamente per incisione fatta dalle acque del torrente nell'incoerente deposito morenico sovraccennato; probabilmente tale erosione si verificò

specialmente in qualche momento di maggior piena ed intensità torrenziale, ciò che si è ripercosso nel doppio terrazzamento del deposito lacustre, come osservasi molto bene sul lato anteriore destro del piano, ex-lacustre, di Chiboz. La natura morenica, a grossi elementi caoticamente accatastati, della chiusa naturale di Robbio, deve purtroppo togliere la speranza di un facile grandioso sbarramento artificiale per trasformare il piano accennato in un immenso serbatoio acqueo; qualcosa di più modesto si potrebbe però ottenere. Nella parte settentrionale di questo gran piano di Chiboz le incisioni mostrarono la presenza di un buon mezzo metro di torba ricoprente un deposito alluvio-lacustre, sabbioso-ghiaioso, che ingloba qua e là resti legnosi.

Dopo il lungo arresto di Chiboz il Ghiacciaio di Fenis si ritirò abbastanza rapidamente, suddividendosi ed abbandonando solo più depositi piccoli e scarsi.

Così nell'importante Vallone di destra, di Savoney, il *Ghiacciaio di Savoney* depositò l'arco morenico di Alpe Mezovo e quello prossimo che chiude il lago Margheron, sino a ritirarsi nell'attuale sua posizione di ghiacciaio-vedretta del M. Glacier col solito contorno marginale anteriore di deposito morenico. Analoghi depositi sparsi, qua e là anche disposti ad arco, trovansi negli alti valloni di destra tra il Colle Merove e Punta Chemontant, e di sinistra nell'alta incassatura del fianco S. E. del Monte Rafré, in rapporto con zone glaciate o glacio-nevate ora quasi scomparse.

Nell'alta Valle assiale di Fenis il relativo ghiacciaio, che potrebbe anche denominarsi *Ghiacciaio della Tersiva,* depositò soltanto scarse morene, per es. sotto l'Alpe Cuneus, ed inoltre terreno morenico sparso negli alti Valloni laterali sia di destra, come nella comba scendente dal Colle Fussi, sia di sinistra specialmente sul margine latero-anteriore degli attuali piccoli ghiacciaietti allungati, appollaiati nelle grandi gronde rocciose che scendono dalla Tersiva.

Ghiacciaio di S. Marcel. — Questo ghiacciaio, alimentato dall'alto bacino triangolare di Tessonet, nell'epoca glaciale occupava gran parte del Vallone di S. Marcel sino a congiungersi con quello generale aostano presso Etchesen; ma la forma à V piuttosto stretta di detta valle non permise in generale il

deposito e la conservazione di tipico materiale morenico. Tuttavia ne troviamo resti qua e là specialmente sotto la Miniera grande di Rame (dove però il morenico è commisto e confuso coll'abbondante detrito di falda) e nei dintorni di Praborna dove giacciono sparsi numerosi enormi blocchi di fisionomia franoide-morenica.

Ma è presso i Casolari Mulac (tra i 1900 ed i 1950 m. circa) che trovasi un vero, per quanto un po' irregolare, arco morenico costituito da grandi blocchi angolosi sparsi o accatastati, i quali ci segnano un periodo di arresto abbastanza importante del Ghiacciaio di S. Marcel che aveva allora uno sviluppo di circa quattro chilometri e mezzo; a monte di tale arco trovansi, sotto Sensen, due piani vallivi allora evidentemente occupati dalla lingua terminale del ghiacciaio in esame.

Contemporaneamente negli altri valloni laterali di sinistra eranvi ghiacciaietti minori, come quello di Salé scendente dalla Becca di Salé e che depositò morene di tipo franoide, commiste a detriti di falda, dei dintorni di Bon Plan e più in alto, nonchè quello, trasversalmente esteso, della grande Roise (nome che ci indicherebbe un glacialismo storico in tal gruppo) con depositi morenico-franoidi nella gronda, di origine geotettonica, di Rualla-Vauvire.

Dopo tale fase il Ghiacciaio di S. Marcel arretrando ulteriormente si divise in minori rami di cui troviamo quindi solo poche e meschine traccie moreniche ed un unico residuo veramente glaciato costituito dal ghiacciaietto che giace appiccicato contro le falde della Punta di Tessonet e che presenta davanti alla sua parte marginale inferiore un ampio deposito di terreno morenico sparso.

Pure notevole è il caratteristico accumulo di svariati massi angolari un po' irregolarmente accatastati allo sbocco del Piccolo Vallone, scendente dal gruppo di Leppe; la loro disposizione complessivamente a doppia arcuatura, nonchè il piccolo ripiano elissoidale che ne rimane chiuso contro la falda rocciosa, ci indicano l'origine glaciale od almeno nevato-glaciale di questo curioso accumulo caotico, che sbarrando un'antica depressione la cangiò in lago trasformatosi presto in torbiera, oggi regione pratense.

Altri lembi morenici sparsi di varia età, e di aspetto più o meno franoide, si trovano negli alti canaloni che convergono ad irregolare ventaglio nell'alto bacino di S. Marcel; talora con cenni di archi come per esempio nel vallone scendente dal Colle di S. Marcel, indicandoci appunto piccoli ghiacciaietti-nevati ormai scomparsi oppure esistenti e funzionanti solo nel periodo invernale. È notevole che in questo, ed in analoghi altri valloni stretti, i depositi franoido-morenici veggonsi spesso disposti in serie allungate nel senso dell'asse vallivo, ciò che dipende sia dal modo originario del deposito, a cui contribuirono molto i nevati laterali, sia da erosioni acquee posteriori al deposito di tali materiali detritici.

Ghiacciaio di Laures. — A differenza del Vallone di M. Marcel, così spiccatamente inciso a V per causa geotettonica, quello di Laures, incassato nella formazione gneissica, si presenta tipicamente, meravigliosamente, levigato sul fondo e sui fianchi inferiori in guisa da manifestarci nel modo più evidente e caratteristico l'intensità dell'antica azione glaciale. Infatti il Vallone di Laures fu occupato durante l'epoca glaciale da una estesa massa glaciata che, dopo averne quasi riempito lo svariato, dirupato, complicato bacino superiore, precipitava a valle, sotto i 2550 metri, formando una grandiosa cascata, certamente seracata, di quasi mille metri di sviluppo altimetrico per circa quattro chilometri di lunghezza, raggiungendo infine il fianco destro del grande ghiacciaio balteo nei dintorni degli attuali casolari di Chézérola. A questa antica e lunga fase glaciale si debbono riferire, sia sparsi lembi morenici, come per esempio quelli inferiori dei dintorni di Larp; sia specialmente il mammellonamento, l'arrotondamento e la mirabile levigatura di gran parte del Vallone alto di Laures, il ripulimento delle varie conche lacustri (che si presterebbero ora a facili invasi), la caratteristica, splendida sezione a truogolo che verificasi tra Becca di Senèva e Becca di Salé e che osservasi anche abbastanza bene dal basso, dai dintorni di Quart.

Più tardi il Ghiacciaio di Laures si ritirò nell'alto, aspro e frastagliato bacino montano occupando ancora per qualche tempo le conche lacustri, poi abbandonandole man mano regredendo e depositando qua e là materiale morenico-franoide, finchè, smem-

brandosi l'antico ghiacciaio unico di Laures, la formazione glaciata si ridusse a pochi residui staccati ed appiccicati in alto ai fianchi del M. Emilius (*Ghiacciaio Blanchet*) a N. E. (v. fig. 1) e di *Colle Arbole* a S. o S. E., della Punta di Laures (*Ghiacciaio di Laures*) e della Punta di Leppe (*Ghiacciaio di Leppe*).

Il foglio XXX (Aosta) dello S. M. Sardo, foglio riveduto nel 1853 e pubblicato nel 1856, indica il ghiacciaio di M. Blancier come molto vasto ed esteso, credo esageratamente; ma ad ogni modo tale indicazione è un indizio che allora detto ghiacciaio era realmente più sviluppato che non attualmente; del resto il suo bell'apparato morenico frontale, foggiato a varî archi concentrici, con abbondantissimo detrito scendente sin quasi al lago di Laures, prova nel modo più evidente detto maggior sviluppo che data da meno di un secolo.

Anche il Ghiacciaio di Leppe o Lippe presenta un esteso e complesso apparato morenico frontale che con tre archi concentrici scende sino al Lago Lungo. Invece il Ghiacciaio di Laures presenta detriti morenici un po' meno estesi; ancor più scarsi sono quelli del meschino ghiacciaietto vedretta del Colle d'Arbole. Il Brocherel di Aosta eseguì in questi ultimi anni varie bellissime fotografie di queste alte regioni di Val Laures.

Ghiacciaio settentrionale d'Arpisson. — La Valle Arpisson ebbe anch'essa un notevole ghiacciaio che durante l'epoca glaciale scendeva a congiungersi coll'immenso ghiacciaio Balteo circa un chilometro sopra il piano di Chenoz. La forma incassata di questo vallone non permise il deposito di notevoli formazioni moreniche che trovansi solo in lembi sparsi (come per es. quelli dei Casolari Arpisson), alcuni fors'anche collegati con qualche fase di arresto verificatosi nel periodo regressivo.

Ma durante l'ultima notevole fase glaciale storica della prima metà del secolo XIX, il Ghiacciaio d'Arpisson, quantunque ridotto quasi solo ad una vedretta appiccicata contro le falde settentrionali del M. Emilius-Becca di Nona, aveva ancora un certo sviluppo tanto da depositare una specie di arco morenico espandentesi a valle in forma irregolare a causa del pendio.

Nella seconda metà del secolo scorso questo già piccolo ghiacciaio si restrinse ancor più riducendosi allo stato attuale, quasi solo di vedretta.

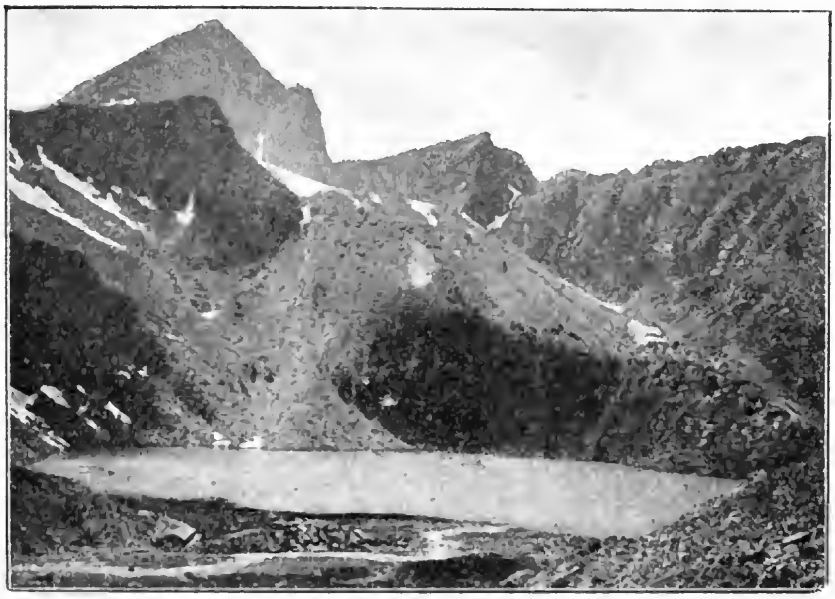


Fig. 1. — M. Emilius dal N. E. — Lago inferiore di Laures ed apparato morenico frontale del Ghiacciaio Blanchet (*fot. Brocherel*).

Fig. 2. — Apparato frontale del piccolo Ghiacciaio di Lussert (Vallone Grauson); a sinistra la Punta Grauson; a destra, in fondo, la Punta Garin (*fot. Brocherel*).

Ghiacciaio di Comboe. — Il lungo Vallone di Comboe albergò nell'epoca glaciale un esteso ghiacciaio che, scendendo da un bacino abbastanza grande ed incassato, rivolto complessivamente a nord e chiuso a sud da un'alta cerchia montuosa di oltre tremila metri di altezza, quale è la dirupata costiera di M. Emilius–Punta Garin–Punta della Valletta, si spinse allora sino a confluire col ghiacciaio balteo (durante la fase del suo massimo sviluppo) nella regione di Ponce–Leizere, ecc. verso i 1500 m. s. l. m.

Ricordo qui incidentalmente come tipiche le curiose svariate piramidi d'erosione che osservansi nella potente formazione della morena destra del ghiacciaio aostano verso i 1100 metri s. l. m., corrispondentemente circa al piano–terrazzo di Reverrier, quasi di fronte a Malchauci. Ma il maggior interesse del ghiacciaio di Comboe sta nel fatto che, mentre nella regione inferiore di detta Valle, perchè fortemente inclinata ed incassata, le formazioni moreniche non poterono costituirsi o sono commiste ad abbondante detrito di falda (come per esempio nei dintorni di Ponteille), invece più a monte, sopra la grande cascata cioè nel lungo fondo vallivo, pianeggiante, incassato e protetto di Comboe, il ghiacciaio in esame potè comodamente e tranquillamente fermarsi, conservarsi e depositare caratteristici archi morenici in corrispondenza di varii momenti d'arresto che si susseguirono tratto tratto durante la fase di complessivo regresso.

Ciò si spiega come nella parte anteriore od inferiore del piano di Comboe a nord dei casolari di tal nome (oltre ai massi erratici sparsi sulle roccie anfibolitiche sotto cui s'inizia la bella cascata) esistono tre tipici archi morenici a grandi massi angolosi, archi succedentisi ed abbracciantisi, ma alternati con piccole aree pianeggianti, intermoreniche, già lacustro–paludose.

Subito a monte delle case Comboe osservansi altri tre archi morenici (sempre a grandiosi massi angolosi), disposti però non più ortogonali all'asse vallivo, bensì un po' obliqui (cioè colla concavità volta a E. S. E.), indicandoci di essere forse in relazione col ghiacciaietto laterale che dovette già occupare la comba a sud della Becca di Nona. Il laghettino esistente presso le case di Comboe rappresenta appunto il risultato dello sbar-

ramento prodotto dalla morena esterna delle tre oblique in questione.

A proposito di detta comba alta a sud della Becca di Nona ricordiamo che, oltre all'enorme quantità di materiale detritico espandentesi quasi a conoide nella sua parte inferiore (che si collega col piano di Comboe), si nota più in alto (verso i 2400 m. circa) una zona di speciale accumulo di grossi massi angolosi che ci indicano un'ultima fase di arresto un po' notevole del ghiacciaietto di detta comba prima che, arretrando, finisse per scomparire.

Nella parte alta e superiore del piano di Comboe, alle falde della conoide fluitata dal torrente dopo la sua cascata di Arboles, osservansi due piccoli archi morenici vicini e concentricamente abbracciantisi, i quali furono depositati dalla lingua terminale del ghiacciaio principale di Comboe dopo la sua precipitazione in cascata seraccata a valle di Arboles.

Salito il gigantesco gradino roccioso di Arboles vedesi che il piano dei casolari di tal nome, estendentesi verso i 2500 m., è parzialmente occupato da un grandioso accumulo di massi angolosi di ogni dimensione, apparentemente disposti in modo caotico, ma in complesso invece disposti ad archi concentrici, subelissoidali, abbraccianti il lago di Arbole che è quindi veramente di sbarramento morenico. Tali archi sono specialmente tre principali ed hanno il loro lato destro molto più sviluppato e potente del sinistro breve e depresso; ciò che è in rapporto coll'intensa e grandiosa degradazione del fianco destro della vallata, fianco molto più esteso del sinistro essendo rappresentato dall'alta e dirupata costiera circuente il bacino del M. Emilius e sviluppantesi poi sino al Passo Valaisan.

Il lago d'Arbole fu già assai più esteso ed allungato che non oggi e si potrebbe facilmente ripristinare nell'antico stato ostruendo la sua regione emissaria dove l'acqua si aprì a poco a poco la via attraverso i massi rocciosi sparsi; però anche invasato il lago di Arboles sarebbe assai perdente per deflusso sotterraneo, giacchè anche ora si vede che ad una quarantina o cinquantina di metri sotto il piano d'Arboles verificasi, tra la roccia e il potente detrito morenico sovrastante, una serie di grosse sorgenti, tanto copiose da costituire gran parte del

torrente che precipita in cascata; quindi l'invasamento del lago, colla pressione derivantene, non farebbe che accentuare il fenomeno.

Risalendo ulteriormente l'alta Valle di Arbole ritroviamo ancora depositi morenici, così:

A) Nelle vicinanze di C. dei Tozzon dove esiste una specie di piccolo ed irregolare arco morenico in rapporto con il ghiacciaietto che già occupò la conca del passo Valaisan, conca dove osservasi un deposito caotico di detriti franoido-glaciali precipitati dalle pareti del vallone od in parte anche accumulati dal nevato quasi persistente sulla parete orientale dell'alto vallone.

B) Sulla costiera rocciosa tra i 2650 ed i 2800 m. circa, dove passa il sentierino saliente al Passo Valaisan.

C) Attorno al minuscolo laghetto dell'Eco.

D) Al fondo dell'alta conca al cui centro sta il L. Gelé (d'Arbole secondo la Carta top. dell'I. G. M.), dove il materiale morenico sparso (fra cui affiora qua e là la roccia gneissica levigata e montonata) passa lateralmente al franoide detrito di falda sceso dai fianchi erti e dirupati della conca montuosa.

Questi ultimi depositi morenici abbastanza recenti del lago Gelato sono in evidente rapporto con il *Ghiacciaietto d'Arbole* o *di Comboe*, che nel foglio XXX, Aosta, dello S. M. Sardo, riveduto nel 1853, appare più esteso da nord a sud che non oggi, dovendosi però tener conto che il rilevamento di questa aspra e complessa regione è in detto foglio alquanto schematico, nonchè spesso erroneo. Tale ghiacciaietto è l'ultimo residuo attuale del grande Ghiacciaio di Comboe, di cui abbiamo seguito il graduale regresso e la finale partizione descrivendo sommariamente i varii depositi morenici da esso depositati in tanti periodi di arresto (almeno una diecina) dall'epoca glaciale ad oggi. Tali periodi postwurmiani si possono in questo caso raggruppare in quattro o cinque momenti principali, corrispondenti rispettivamente al piano inferiore e superiore di Comboe, al piano di Arbole, alla regione di C. Tozzon-L. dell'Eco ed infine alla regione del lago Gelato; ciascun periodo essendo ancora suddivisibile in due o tre minori sottoperiodi. Ecco perchè questa Valle di Comboe, malgrado la sua relativa piccolezza, può ritenersi come una delle

più tipiche e istruttive per l'esame e la conoscenza dei depositi glaciali postwurmiani.

Ghiacciaio Vernailler. — Indico con questo nome (ora dato al relativo vallone) il ghiacciaio secondario che occupò già l'alta comba montana di S. Grato-Chamolé a sud di Aosta. Non è improbabile che durante la grande epoca glaciale il sovraccennato ghiacciaio di Comboe, mentre occupava con oltre 200 m. di potenza l'alta Conca di Arbole (che presentasi rinchiusa verso valle dallo sprone gneissico-anfibolico elevatissimo, quotato 2985 m., che si dirige dal M. Emilius verso ovest), abbia parzialmente travasato a S. O. attraverso la costiera del Colle Chamolé, contribuendo così alla deposizione del materiale morenico che mostrasi tanto potente ed esteso nella regione di S. Grato.

Nella parte bassa e media del Vallone Vernailler il materiale morenico del grande ghiacciaio balteo, tipico verso i 1300-1400 m., dove presentasi anche in caratteristiche terrazze, sembra estendersi sin sopra i 1500 m., come p. es. nei dintorni della borgata Ceremont ed anche più in alto, avendovi raccolti tipici ciottoli striati di Serpentina evidentemente non d'origine locale.

Più in alto verso S. Grato [1] il materiale morenico è sviluppatissimo ma un po' misto; nella regione di Chamolé la formazione morenica si presenta in colline allungate da monte a valle, tra loro subparallele, specialmente tipiche nei dintorni del casolare Chamolé (2131 m.), dove esse sono degradanti da ovest verso est sino ad una vasta regione pratense corrispondente all'asse vallivo che costituisce appunto la maggior ricchezza per la pastorizia di tali Bergerie; evidentemente si tratta di un deposito originato sui fianchi di un'allungata zona glaciale scendente dall'alto del Vallone Chamolé sino a congiungersi (più o meno direttamente ed ampiamente secondo i periodi) col fianco destro del gigantesco ghiacciaio balteo.

Più in alto ancora verso i 2200-2300 m. esiste un grandioso accumulo di massi, spesso enormi, angolosi, sparsi di Anfibolite e di Calceschisto, accumulo disposto in pendio ma com-

[1] Una valanga staccatasi dal pendio occidentale dalla cresta di Segnale Sismonda-Col Plan Fenêtre nella nevosissima primavera del 1918 si abbattè sulle case e sul piccolo Santuario di S. Grato abbattendoli in gran parte.

plessivamente in irregolare semicerchio, che ci indica una notevole fase di arresto del Ghiacciaio di Vernailler o Chamolé.

Oltrepassato un gradino prasinitico si trova una sovraincombente doppia arcuatura morenica che chiude il laghetto di Chamolé (2311 m.); si tratta però di una morena abbastanza antica, giacchè presentasi inerbita ed alberata. Un ultimo residuo del ghiacciaio o solo più glacio-nevato di Chamolé è rappresentato da un deposito arcuato di materiale morenico-franoide che giace in pendio poco sopra detto laghettino, continuandosi verso l'alto col solito detrito di falda sparso che riscontrasi sin presso il Colletto Chamolé.

Ghiacciaio di Gressan. — È quello che già occupò il Vallone di Gressan a sud di Aosta, parallelamente a quello sovraccennato di Vernailler ma più importante, poichè la Val Gressan è più lunga nonchè più elevata (Punta della Valletta 3090 m.).

Salendo da Gressan a Gerda-Cerises, ecc., si ascende tutta la bella gradinata morenica, costituita da una diecina di ripiani, stata depositata dal fianco destro del grande ghiacciaio balteo nel suo graduale abbassamento e restringimento dall'epoca glaciale sin quando si ritrasse dalla conca aostana.

Sopra i 1600 metri vediamo svilupparsi il morenico depositato dal Ghiacciaio di Gressan, a destra in forma di tipici cordoni arcuati (ad elementi prevalentemente serpentinosi) nei dintorni di Pila e della vicina Cappelletta (1776 m.) e salienti come rilievi collinosi verso Gora e sopra Pamperdu sin oltre Tsatelana, mentre che a sinistra i depositi morenici sono più espansi, meno rilevati.

Sopra Pera i cordoni morenici più giovani, interni ai precedenti, diventano complessivamente semi-ellittici, concentrici o successivi, chiudendosi regolarmente a cominciare da G. Nouva, in modo da costituire nel loro interno regioni pianeggianti, pratensi; finchè verso la falda dell'alta costiera terminale della Valletta-Colle di Chaz-Sèche le giovani formazioni moreniche si smembrano costituendosi in tanti archi o semiellissi, quante sono le principali incassature di detta costiera.

Per tal modo esaminando le formazioni moreniche di Val Gressan e considerando la loro natura un po' mista, cioè di origine baltea e gressanese, nei dintorni di Pila, ecc., si può ideal-

mente ricostruire la specie di contrasto che già dovette verificarsi verso i 1700 e 1800 m. tra l'immenso ghiacciaio balteo, largo quivi circa 9 chilometri con oltre 1000 metri di spessore, ed il relativamente piccolo e sottile ghiacciaio di Gressan scendente dalle elevate incassature della costiera di Punta della Valletta con 5 a 6 km. di lunghezza.

Il risultato del contrasto di tale incontro di masse glaciali fu che, mentre sul lato opposto, sinistro, della valle aostana veggonsi i tipici cordoni morenici del ghiacciaio balteo depositati ben regolari e individualizzati sin oltre i 1900 m. (come p. es. sopra Chacotteyes-Vernet), invece sul lato destro non poterono costituirsi nella regione in esame analoghi elevati depositi morenici baltei, che appaiono individualizzati solo verso i 1600 m., quando vengono a diminuire la commistione ed il mascheramento prodotti dal Ghiacciaietto di Gressan, come quello di Vernailler, ecc.

Del resto trattasi di un fenomeno generale che osservasi frequentissimamente nelle formazioni moreniche di passaggio tra quelle laterali del gran ghiacciaio aostano, principale, e quelle più o meno anteriori, o frontali, dei numerosissimi valloni laterali; ciò che naturalmente ripetesi spesso tra i depositi morenici dei grandi antichi ghiacciai assiali di Valpelline, di Valtournanche, d'Ajas, di Gressoney, ecc. ed i loro relativi valloni tributari minori.

* * *

Passando ora al versante meridionale del gruppo del monte Emilius ricordiamo dapprima l'antico **Ghiacciaio meridionale d'Arpisson** (per distinguerlo dal sovraccennato Ghiacciaietto di Arpisson scendente verso la valle aostana), che nell'epoca glaciale dovette già essere assai importante tanto da congiungersi con quello ben maggiore di Val Cogne; ma la forma ripida della valle inferiore non permise depositi importanti di terreno morenico. Però alle Grangie Arpisson [1] vediamo che queste giacciono appunto sopra un complesso arco morenico frontale (forse scin-

[1] Sopra una grande lastra di pietra presso dette Grangie è incisa la data 1800, ma la loro costruzione deve risalire a qualche secolo prima.

dibile in due, uno sovrapposto e concentrico all'altro) sviluppantesi tra i 2200 ed i 2350 metri circa.

Più in su tra i 2400 e i 2600 metri sviluppansi lungo l'asse vallivo due o tre cordoni morenici disposti ad irregolari, e più o meno strette, semiellissi successive e concentriche che ci indicano la forma acutangola della lingua terminale del Ghiacciaio d'Arpisson nei suoi periodi non molto antichi di arresto, nel complessivo regresso che lasciò infine, più in alto ancora, un immenso deposito caotico di detriti irregolari.

Nella prima metà del secolo XIX questo ghiacciaietto doveva esser lungo ancora quasi due chilometri, come segnano le sue recenti morene laterali residue, finchè si ridusse all'attuale piccolo ghiacciaio nevato, incastonato in una profonda incassatura della costiera Garin.

Depositi morenico-franoidi sparsi trovansi pure salendo al Passo d'Arbole indicandoci un nevato, più o meno glaciale, ora quasi scomparso.

Invece nell'alta conca destra, scavata nel rilievo di Punta Valletta e sfiancata a destra dal Colle di Chaz-Seche (colle di comodo accesso da Cogne e dal quale si gode un magnifico panorama circolare delle Alpi), trovasi una bellissima serie di depositi morenici, da quello arcuato inferiore (verso i 2500 m.) a quello bellissimo di destra, a 3 o 4 superiori, piccoli, concentrici, abbastanza regolari, che ci mostrano i successivi arresti del *Ghiacciaietto* di Punta *Valletta*.

Ecco quindi in questo caso ben individualizzato e delimitato un ghiacciaio che è di terzo o quart'ordine, paragonandolo a quello settentrionale di Arpisson, e questo a quello di Cogne, tributario a sua volta del grande ghiacciaio assiale aostano.

Ricordo infine che sul fianco destro dell'alta Valle Arpisson, poco a monte del punto quotato 2488, esiste una locale gradinata di elementi morenico-franoidi che scende dai 2700 ai 2550 m. circa; questa disposizione, che osservasi frequentemente sui fianchi vallivi più o meno elevati, è in rapporto con locali nevati o glacio-nevati antichi o recenti, persistenti o solo invernali, come sembra il caso per quello sovraccennato.

Ghiacciaio di Grauson. — La Valle del Grauson, che scende a Cogne dal gruppo dell'Emilius (l. s.), fu già occupata da un

notevole ghiacciaio alimentato a nord dai bacini incassati nei rilievi delle Punte Garin-Laures-Leppe, e ad est dal lungo bacino che fa capo alla Tersiva. Il risultante *Ghiacciaio di Grauson* discese già, nell'epoca glaciale, sino a raggiungere il grande Ghiacciaio Urthieriano o di Cogne sopra Gimillian deponendo anche abbondante materiale morenico (fra cui i bei cordoni presso C. Terrabauc), talora con passaggio al materiale franoide o di disaggregazione locale come nella regione del Truc Cretella, ed intanto levigando ed arrotondando i fianchi ed il fondo della vallata verso monte.

Nei successivi ritiri il Ghiacciaio del Grauson non lasciò depositi notevoli a monte di C. Eclusen (dove il deposito lacustre formatosi dopo il ritiro glaciale, fu tipicamente terrazzato), finchè si divise in due rami, cioè: il ramo orientale o Ghiacciaio di Tessonet o della Tersiva, ed il Ghiacciaio di Lussert che discendeva invece dal gruppo in esame.

Dapprima tale *Ghiacciaio di Lussert* era assai complesso risultando dall'unione di varii ghiacciai minori incassati nelle diverse conche che incidono la dirupata ed alta costiera di Punta Garin-P. di Leppe ed allora (come già prima) per la sua potenza riuscì a depositare, assieme forse ancora a quello del Tessonet, massi erratici sulla dorsale calcescbistosa di Bergeria Suches, continuando intanto a levigare le roccie gneissico-anfibolitiche della valle, per modo che questa si presenta ora tutta montonata e lisciata specialmente nei rilievi gibbosi esistenti verso il fondo della valle ed anche sopraelevati di qualche centinaio di metri sopra detto fondo, come p. es. attorno alla Bergeria Cesere.

Dopo un lungo periodo postwurmiano il Ghiacciaio di Lussert (o del Grauson str. s.) rapidamente ritirandosi si divise in diversi rami che occuparono le conche superiori della valle depositando ciascuno un proprio materiale morenico. Così uno stretto e piccolo ghiacciaio giaceva nella valletta del Colle di S. Marcel depositando sul piano (poco a est del lago di Coronas e poco sopra i 2700 m.) un tipico archetto morenico che, per quanto già in parte inerbito, ha un'apparenza ancora relativamente fresca coi suoi massi angolosi sparsi, pure essendo di data certamente abbastanza antica. Dietro esso si dovette costi-

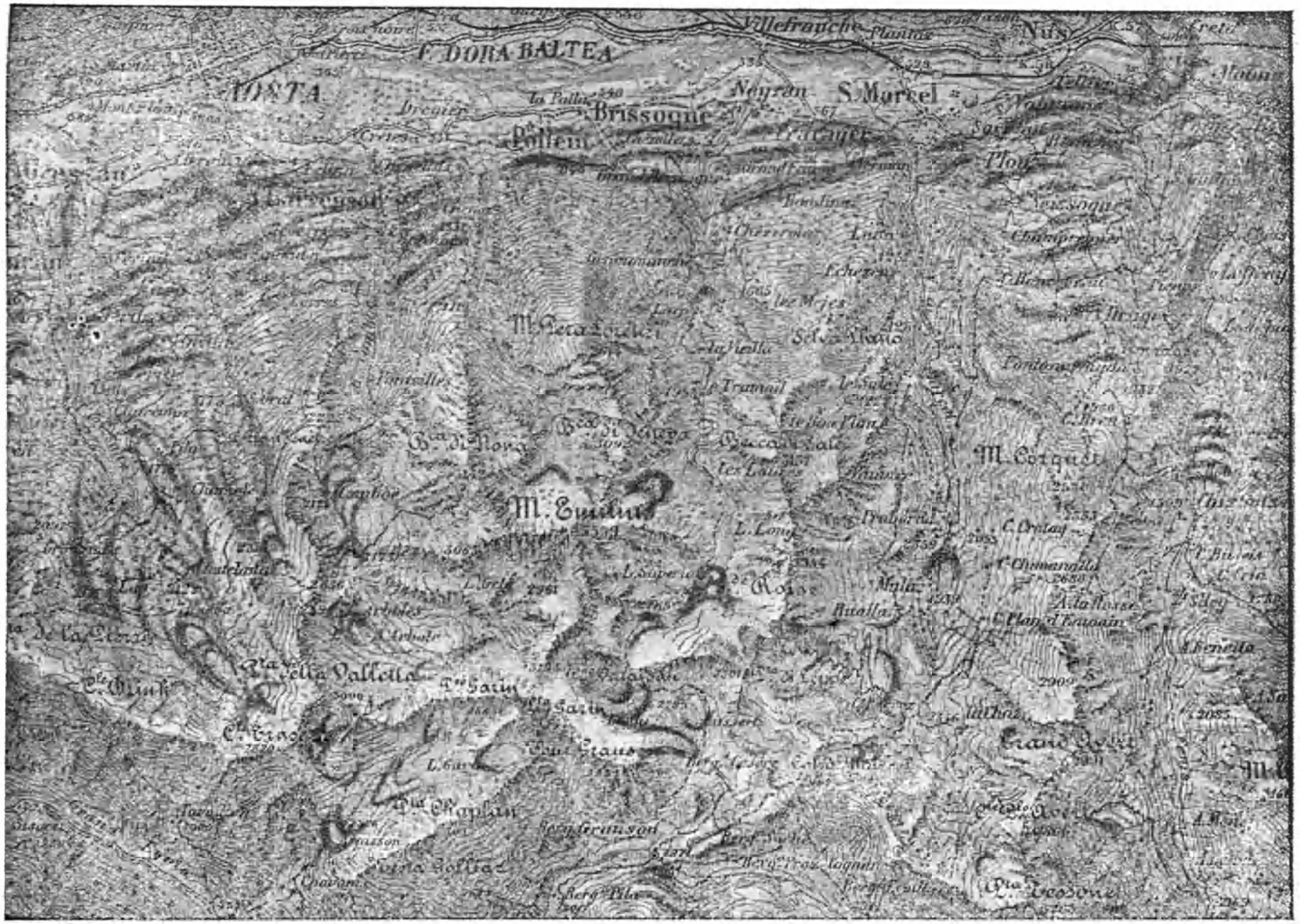


Fig. 3. — Il Gruppo del M. Emilius, alla scala di 1 a 100.000, con indicati in tinta scura i varii archi morenici dei suoi diversi ghiacciai antichi ed attuali; nella valle aostana sono indicate analogamente le successive e degradanti morene laterali di destra (dirette da Ovest ad Est) del grande Ghiacciaio balteo ed i suoi due archi frontali della fase di arresto postwurmiano di Nus-Fenis.

tuire un minuscolo laghetto-palude ormai convertito in piano erboso.

Altri ghiacciaietti occuparono le conche terminanti in basso ai laghetti di Lussert (specialmente superiore ed inferiore) deponendovi poco materiale morenico commisto ora a detrito di falda, e così originando, in gran parte appunto per sbarramento morenico, tali due laghettini. Un ghiacciaio ben maggiore, quello di Lussert str. s., giaceva nella profonda incassatura esistente tra Tour Granson, Punta Garin e Punta di Laures, discendendo ben giù a valle. Anzi, data la forma e l'orientazione di detto vallone, questo Ghiacciaio di Lussert (str. s.) potè conservarsi mentre altri sovraccennati sparivano; cosicchè ancora nella prima metà del secolo scorso detto ghiacciaio, abbastanza ampio e con uno sviluppo di ben oltre 2 chilometri, si spingeva sino allo sbocco della sua valletta montana verso i 2700 m. s. l. m. Il foglio XXX (Aosta) della Carta topogr. dello S. M. Sardo, foglio riconosciuto sul terreno nel 1853 e pubblicato nel 1856, indica questo ghiacciaio come assai vasto tanto che il sentiero del Colle Valaisan vi passava sopra per lungo tratto mentre oggi, dopo breve tratto sul ghiacciaio, detto sentiero svolgesi essenzialmente sul terreno morenico di destra sotto cui affiorano largamente le roccie gneissiche levigate. È allora che il Ghiacciaio di Lussert depose, oltre a terreno morenico sparso nella parte anteriore, una bella morena destra ed una grande morena laterale sinistra, morene che si conservano tuttora assai bene; esse sono di tinta grigio-rossastra per alterazione della roccia.

Dopo il 1860-70 il Ghiacciaio di Lussert, come quelli degli altri gruppi alpini, andò ritraendosi con momenti di arresto, depositando così sparso terreno morenico; ma pur ingracilendosi altimetricamente e trasversalmente il ghiacciaio in questione si conservò ancora per assai tempo abbastanza allungato; infatti la Tavoletta (Gran Paradiso) dell'Istituto Geogr. Milit. rilevata nel 1882 lo segna come ritiratosi solo di metri 400 circa dal principio del secolo XIX. In seguito il regresso della grande e frastagliata fronte glaciale continuò per modo che, abbandonando sempre davanti a sè terreno morenico sparso, essa si arresta ora a quasi 800 metri dal punto a cui giungeva verso il principio del secolo XIX.

Detta fronte è alquanto inquinata e porta anche superiormente detriti rocciosi sparsi; ciò è in rapporto colla intensa degradazione degli strati gneissici delle pareti circostanti e quasi incombenti, e ci spiega l'importanza dell'apparato morenico sovraccennato (vedi fig. 2).

Ghiacciaio di Tessonet. — Risalendo la diramazione orientale di Val Granson ne vediamo il fondo ed i fianchi fino a notevole altezza tipicamente levigati e mammellonati, tanto più nella testata degli strati calcescbistosi-prasinitici che si drizzano più o meno fortemente con direzione est-ovest circa, cioè analoga a quella dell'asse vallivo il cui andamento fu evidentemente plasmato sulla tettonica.

Sulla sinistra della vallata tra Bergeria Granson [1] ed il laghetto Money sonvi parecchie gradinate moreniche depositate dall'antico grandioso ghiacciaio di Tessonet quando riunivasi con quello di Lussert. Inoltre materiale morenico sparso trovasi qua e là sopra i rilievi montonati, specialmente sul lato sinistro della valle, finchè si giunge all'attuale Ghiacciaio, di Tessonet, di forma irregolarmente ovoidale, che scende dalla costiera di Punta Tersiva-Punta Tessonet.

La Carta topografica dello S. M. Sardo è troppo schematica in questa regione per fondarvi comparazioni; del resto il ghiacciaio di Tessonet non avendo forte pendenza e non essendo molto incanalato, è di quelli a movimenti poco accentuati; il suo margine latero-anteriore è circondato assai regolarmente da una formazione morenica latero-frontale suddivisibile complessivamente in almeno due cordoni principali poco distanti uno dall'altro in modo da segnarvi le oscillazioni verificatesi nel secolo scorso sino al sottostante piano alluvionale. In questi ultimi due anni il Ghiacciaio di Tessonet va gradatamente rigonfiando mentre il suo margine ampliandosi tende ad appoggiarsi sul suo cordone esterno, stato probabilmente depositato una ventina d'anni fa.

[1] Ricordo che sulla porta della Bergeria Granson vidi incise, come date più vecchie, quelle di 1722 e 1744; ma deve essere molto più antica l'opera di costruzione di detti casolari, a cui pare venissero pastori sin dalla Svizzera (attraverso il Colle del Gran S. Bernardo) tre o quattro secoli fa.

Sulla sinistra dell'esaminata Valle orientale di Grauson, in causa della sua esposizione a nord e delle incassature un po' notevoli, si costituirono e tutt'ora in parte esistono ghiacciaietti vari, così: il *Ghiacciaietto del Coupé* ora ridotto a piccolissimo ghiacciaio-nevato di vedretta, ma che si presentò già ben esteso ed allungato in modo che con un ramo, sinistro, andò a depositare l'arco morenico sbarrante il laghetto di Money ed un altro arco irregolare passante a detriti di falda sopra detto lago, mentre che il ramo destro si spingeva analogamente sino ad originare parzialmente il laghetto di Testa.

Il *Ghiacciaietto di Pene Blanche*, ormai quasi solo un ghiacciaio nevato (già ben più esteso e collegato lateralmente con quello del Coupé) che però ha depositato sulla sua fronte abbondante materiale morenico.

Il *Ghiacciaio Susse* o *di Dorières*, ora scomparso ma che già occupava gli alti Valloni di P. Susse, ecc. scendendo in basso sino a depositare il tipico arco morenico a grossi blocchi che racchiude il lago Dorières; poi ritirandosi alquanto esso depositò in un breve periodo di arresto un piccolo semicerchio di massi angolosi accatastati con un meschino piano interno alluvio-paludoso; ma ormai tale ghiacciaietto è sparito, sostituito da nevati sparsi nelle depressioni superiori del Susse.

* * *

Dai cenni sopraesposti risulta quindi quanto complicato e vario sia stato il glacialismo del complesso gruppo dell'Emilius; varietà originata sia dalla forma delle valli albergauti le masse glaciate, sia dai relativi bacini di raccoglimento nevoso, sia dalla esposizione, dall'altimetria, ecc; per modo che se detti ghiacciai non furono grandiosi di mole, invece furono, ed in parte tuttora sono, assai interessanti per i tanti esempi o casi diversi che presentarono e presentano.

[ms. pres. 14 dic. 1919 - ult. bozze 7 agosto 1920].

ELENCO DELLE SPECIE DI CERVICORNI FOSSILI IN ROMA E ATTORNO A ROMA

Nota del socio A. Portis

Nel 1914, ritenendo di avere scoperto nei nostri terreni vulcanico-tufaceo-conglomeratici una nuova forma o specie assai diffusa di Cervicorni a parentela damina, mi accinsi a studiarla e farla conoscere agli altri illustrandone i caratteri.

Come altre volte mi è successo, il lavoro, da prima modestamente concepito, venne man mano svolgendosi ed amplificandosi; e fin dalle premesse mi obbligò a pigliare in considerazione una immensa quantità di forme cervine precedentemente conosciute e viventi e fossili; e conseguentemente, a creare una nuova teoria di discendenza e di evoluzione delle forme diverse di corna, le une dalle altre.

Conseguenza di ciò fu la necessità di creare eziandio una nuova notazione atta a designare gli elementi delle corna stesse secondo la nuova teoria; e di addivenire e tentare nuove descrizioni impiegando e applicando la teoria, la nuova notazione e le nuove denominazioni che venivo di proporre; onde vedere se, anche per forme già conosciute e diversamente interpretate, le descrizioni e le comparazioni venivano ad essere rese più facili ed efficaci.

Così l'illustrazione della nuova specie fossile, che doveva formare argomento unico o considerevolmente principale del mio lavoro, divenne invece argomento secondario e poi ancora quasi incidentale. Ed il mio studio si estese assai oltre le cinquecento grandi pagine di mio manoscritto. Pochi giorni or sono vi apposi provvisoriamente la parola: fine; ma poichè, data la sua mole, il mio lavoro non verrà tanto facilmente alla luce a mezzo della stampa in questi tempi, stimo opportuno presentarne alla

Società Geologica Italiana soltanto le ultime cinque pagine contenenti comparativamente l'elenco aggiornato delle specie di Cervicorni fossili in Roma e attorno a Roma; come primizia.

Eccole testualmente:

L'elenco di queste forme di Cervicorni, completo per quanto risulta dal mio lungo studio, e tuttavia incompleto nella materialità sua, perchè io non potei osservare e controllare materiali storicamente famosi raccolti ed enumerati antecedentemente da altri (alludo alla raccolta fatta dal Frère Indes nel 1868 al Monte delle Gioje), ma non conservati nelle collezioni dell'Istituto Geologico Universitario di Roma, consterebbe di queste poche forme:

1. *Cervus (Praecapreolus) australis* Marcel de Serres (? sin. *elsanus* F. Major) (a Fornace Eusebi, Poggio-Mirteto, Umbria). Per Roma: fide Fr. Indes, si può indicare al Monte delle Gioje, col N. 23 di pag. 24 della lettera 1868-1869 qui sotto indicata, dove è ricordata quale *Cervus capreolus Tournalii* M. de Serr. diventato poi, insieme al *C. elsanus* Major, sinonimo di *Cervus (Capreolus* o *Praecapreolus) australis.*

2. *Cervus (Capreolus) capreolus* Linn. (sin. *Capreolus caprea*, Gray). Fossile a Castel di Guido. Fossile, subfossile e pseudofossile in punti e livelli diversi in e attorno a Roma (come fossile può forse comprendere il *Cervus capreolus fossilis* della Caverna al Monte delle Gioje, N. 22 di pag. 24 della lettera Fr. Indes qui sotto ricordata).

3. *Cervus (Praelaphus) arvernensis* Croiz. et Job. Fide Tuccimei G., fossile a Campo di Merlo a Roma, Pliocene superiore, Pleistoc. infer. [1].

4. *Cervus (Praelaphus) etueriarum* Croiz. et Job. Fide Tuccimei [1] et De Angelis d'Ossat G., fossile Plioc. sup., Pleistoc. inf. per l'Umbria ed anche per qualche punto del bacino di Roma. Fide De Alessandri, 1903, rinvenuto fra San Paolo e Dusino (Astigiano). Anteriormente conosciuto in Valdarno.

[1] Nel 1898: Tuccimei Giuseppe, *Sovra alcuni Cervi Pliocenici della Sabina e della provincia di Roma*, Estratto di 26 pagg. in-4° e tav. 4ª del vol. 14° delle Memorie della Pontif. Accad. dei Nuovi Lincei. A pagg. 11-16, fig. 1 di tav. 4ª dell'Estratto.

5. *Cervus (Praeelaphus) perrieri* Croiz. et Job. perchè comprende quale sinonimo l'altra antica specie *Cervus (Praeelaphus) issiodorensis* Croiz. et Job. ed ancor l'altra: *C.* (err. *Axis*) *pardinensis*, Cr., Job., delle quali l'ultima è stata, fide Tuccimei, rinvenuta a San Valentino nella Sabina. Rinvenuta anteriormente nei giacimenti Valdarnesi (Plioc. sup., Pleistoc. inf.); è stata, fide De Alessandri, 1903, trovata fra San Paolo e Dusino.

6. *Cervus (Elaphus) elaphus* Linn., o *nobilis* Klein; intendendo il *nobilis* di Kleinenberg come sinonimo di *europaeus*, poichè il Linneo intendeva la specie *elaphus* come europea soltanto. Subfossile o pseudofossile.

(6). *Cervus (Elaphus) elaphus* Linn. *fossilis*, cfr. *spelaeus* (*Strongyloceros spelaeus* Owen), *Bucklandi*, *primigenius*, *priscus*, *bresciensis*, *intermedius*, *antiquus*, *maral-fossilis*, *Reboulii*, *Destremii*, *pseudovirginianus*, *Dumasii*, *canadensis*, *costrizensis*, *antiqui*, *trogontherii*, *primigenii*, *siciliae*, (*maraloides*, *canadensioides* mihi). Auctt. diw.; quali per Roma posso sintetizzare nelle seguenti denominazioni di tendenze o direzioni o direttive (e comprendendovi anche il *Cervus elaphus* Linn., N. 21 di pag. 24 della lettera di Frère Indes, in Bull. Soc. Géol. de Fr., 2ᵉ sér., vol. 26, Paris, 8ᵒ, 1868-69. Pag. 11-28. Lettre sur la formation des Tufs de Rome et sur une caverne à ossements au Monte delle Gioje) a mutare o variare per forma e composizione di corna.

6 A. *Cervus (Elaphus) elaphus;* mia 1ª direttiva: *Giganticornis* o *Provecticornis*.

6 B. *Cervus (Elaphus) elaphus:* mia 2ª direttiva: *Anablitieus* o *Recursicornis*.

6 C. *Cervus (Elaphus) elaphus;* mia 3ª direttiva: *Platycornis* o *Brevicornis*.

6 D. *Cervus (Elaphus) elaphus;* mia 4ª direttiva: *Longicornis* o *Tenuicornis*.

6 E. *Cervus (Elaphus) elaphus;* mia 5ª direttiva: *Aberrans* o *Abducicornis*.

Tutte cinque largamente rappresentate fossili a Roma e attorno Roma, Pliocene sup. a tutto il Pleistocene.

7. *Cervus (Dama) dama (vulgaris)* Linn. et Gessn. A Roma subfossile o pseudofossile, comprendendovi assieme ad altri anche

l'originale del cosidetto *Dama romana* del Ponzi, quale vivente rappresentante (importato in Europa occidentale abitata dalla razza occidentale di Daini a corna sviluppate soltanto negli elementi posteriori) della razza orientale europea presso la quale le corna sono sviluppate eziandio per mezzo degli elementi anteriori con richiamo più diretto allo sviluppo *Megaceros*.

8. *Cervus (Dama) quirinus* n. sp. Portis. Il piccolo Daino della statura del vivente *Dama vulgaris* Linn. Gessn. Unicamente fossile. Diffusissimo almeno in tutti i giacimenti romani e d'attorno, di conglomerati intercalati, alternati o compresi o corrispondenti coi tufi innestati alle Sabbie gialle pliocenico-superiori mariane e marine o litorali sino ad emergenti (compresi quindi anche i giacimenti esterni ed interni dei cosidetti Monte e Caverna al Monte delle Gioje; e per conseguenza comprese p. p. quelle due specie che, sotto i Nn. 19 e 20 di pag. 24, l'Indes, nella sua lettera del 1868–69 or ricordata, ha chiamate rispettivamente *Cervus (Dama) raquettus* n. sp. Indes e *C. dama* Linn).

9. *Cervus (Dama)* aff. *somonensis* Cuv. et Desm. Il grande o grandissimo Daino fossile[1] nel Pliocenico sup. ed in ciascuno dei livelli del Pleistocene particolarmente italiano fino per lo meno al Turbarien di J. Geikie e Rohenhausien dell'Europa media e meridionale; e che si connette ai pure grandi e grandissimi Daini fossili scaglionati nelle or menzionate assise succedentisi dal Pliocene superiore della Turingia al Diluvio o Pleistocene medio ed anco superiore dell'Alta e Centrale Italia e personificati, cominciando dal più antico, in:

9 A. *Cervus (Dama) Ernestii* K. v. Fritsch, 1884; del Plioc. sup. del Zahmen Gera in Turingia.

9 B. *Cervus (Dama) priscus* Robert, di Solilhac presso Polignac (Alvernia). Plioc. sup. a Pleistoc. inf.

9 C. *Cervus (Dama) somonensis* Cuv. et Desm. Originale e genuino di Cuvier; di Abbeville (e poi da Cuvier stesso creduto di ravvisare dal Württemberg col pezzo del Museo di Stuttgart). Dal Pleistoc. inf. di Abbeville. Poi, oltre al Württemberg,

[1] Dal Pohlig, 1892, ritenuto uguale al vivente: *C. (Dama) mesopotamiae* Brooke.

ritenuto esteso al Pleistoc. inf. dell'Alvernia dal Gervais e dal Depéret; da me ritenuto riconoscibile in Italia Centrale, Provincia di Roma, Isola di Pianosa e Val di Chiana (Pleistoc. inf. e medio); Caverne di Mentone, Balzi Rossi e, nel Postglaciale: torbe del Robenhausien di Rione del Garda.

9 D. *Cervus (Dama) Gastaldii*, Pohlig, 1891-92. Fossile, rinvenuto unicamente nel Pleistocene medio. Diluvio di Crescentino da Po nell'Alta Italia.

A questi numeri 9. si connettono parallelamente questi altri che chiamerò *Praedama*; che sono esclusivamente anglo-francesi e che tornerò a mettere per nuovo ordine a cominciare, come potrò, dai più antichi (segnandoli però con seguito progressivo di alfabeto minuscolo), quali:

9 e. *Cervus (Praedama) Falconeri*, Dawkins. Pliocene superiore e Pleisioc. inf. inglesi.

9 f. *Cervus (Praedama) Savini*, Dawkins. Pleistoc. inf. inglese; soltanto.

9 g. *Cervus (Praedama) verticornis*, Dawkins. Plioc. sup. e Pleistoc. inf. inglesi; soltanto [1].

9 h. *Cervus (Praedama) Browni*, Dawkins. Pleistoc. medio inglese.

9 i. *Cervus* (*Praedama* Pohlig, aut *Praemegaceros* Dawkins, aut *Praeelaphus* Laugel) *carnutorum* Laugel. Pleistocene inf. francese ed (?) inglese.

10. *Cervus (Praemegaceros) Dawkinsi*, Newton (syn. *C. Gunnii* Newton et *C. Fichtii* Gunn.). Pleistoc. infer. et (?) Plioc. sup. inglesi.

11. *Cervus* (*Megaceros* Owen, aut *Euryceros*, Aldrovandi) *giganteus* Blumenbach, aut *hibernicus* Owen et Auctt. Colle varietà, variazioni, razze, sottorazze anche accrescitive e diminutive *Ruffii* Pohlig, 1891, *Hiberniae* Pohl., 1891, *Germaniae* Pohl., 1891, *Belgrandi* Pohl., 1891, *Italiae* Pohl., 1891, *Messinae* Pohl., 1909, etc. delle quali l'ultima nominata, sinora, riconosciuta sicuramente soltanto fossile in Sicilia, a Carini, e, pos-

[1] Secondo Pohlig, 1892, comprensivo di *Cervus (Dama) carnutorum*, Laugel, Newton. Ed allora, presente anche a Saint-Prest (Eure et Loire), Francia.

sibilmente, in dintorni mediati di Roma (Pleistoc. inf.) e la penultima: allargata per lo meno per tutta Italia Settentrionale e Centrale fin sotto Roma (Plioc. super.? — Pleistoc. infer., medio, infero-sup.). Le altre, particolarmente quelle del dominio Britannico, dal Pliocene superiorissimo al Pleistocene superiore.

12. *Cervus (Praealces) latifrons*, Dawkins et Johnson (*C. bovides* Gunn.). Pleistoc. inf. (Plioc. sup.?) inglese; Pleistoc. inf.-medio germanico; Plioc. super.; Pleistoc. inf. a Roma: forse fide Indes, con *Cervus raquettus* Indes (in parte) ricordato N. 19 di pag. 24 (1868-69) precedentemente: e forse col mandibolare destro con denti precedentemente descritto (pag. 507-515 del manoscritto) trovato nei conglomerati intercalati ai tufi vulcanici cosidetti di Ponte Molle.

13. *Cervus (Alces) palmatus* Kleinb., *machlis* Ogilby. L'alce attualmente vivente in Europa. È quasi sicuramente direttamente derivante dal precedente *Cervus (Praealces) latifrons* Dawk. mediante e complementarmente al *Cervus (Alces) palmatus* (aut *machlis*) *fossilis* Auctt. aut *diluvii* Pohlig, 1892, aut *Europae Pohlig, 1892*. Trovato fossile non raro in tutti i piani del Pleistocene europeo, ed in Italia fino al Turbarien inf. di J. Geikie, o al Robenhausien, coi begli esemplari di cui parlarono autori stranieri e poi il Cornalia: con parti di cranio e denti di orizzonti più bassi di cui fece menzione il Fabiani e con quelli di cui parlai io pure prima e poi e ricordati or ora sotto il precedente N. 12 e dubitativamente con parte di quelli ricordati sotto il nome di *Cervus raquettus* fide Indes 1868-69, N. 19 di pag. 24, sempre della lettera sovra ricordata (pro parte).

14. *Cervus* (*Praerangifer*) *pliotarandoides*, De Alessandri, 1903 [1]. Trovato finora unicamente nel cosidetto Villafranchiano (corrispondente a quello a *Mastodon arvernensis* Croiz. et Jobert ed a *M. Borsoni* Hays, fra Dusino e S. Paolo) di Cortiglione Monferrato. Quindi: Pliocene superiore a Pleistocene inferiore. Potrebbe trovarsi a Roma nei depositi esterni ed interni (alla cosidetta grotta) che costituivano il cosidetto Monte delle Gioje,

[1] De Alessandri Giulio, *Sovra alcuni avanzi di Cervidi pliocenici del Piemonte*, Atti della R. Acc. d. Sc. di Torino, vol. 38, Adun. 14 giugno 1903; pag. 845-858, con 1 tav. doppia. Torino, 8°. 1903 (a pag. 853-858; figg. 4-5, a circa un quarto gr. nat.).

or quasi totalmente abraso, sulla sponda finale destra dell'Aniene se a questa specie anzichè alla seguente 16' appartenessero gli avanzi che Frère Indes, 1868-69, nella sua lettera ripetutamente menzionata, ricordò alla pag. 24, sotto il N. 24, quali avanzi di *Rangifer tarandus* Linn., che però egli chiama più familiarmente col nome di Renne. Forse si potrebbero mettere in rapporto a questi le corna che il Cuvier, *Oss. foss.*, 4ª ed., vol. 6°, 1835, pag. 190, nota a pie' di pagina, ricorda accompagnare gli ossami di elefanti del Valdarno ed essere assai simili a quelli di Renne.

15.. *Cervus (Rangifer) tarandus* sottosp. o var. *Schwederi* Pohlig o *giganteus* Pohlig; il Renne gigantesco trovato finora unicamente nel Pleistocene medio presso Riga. Quindi importante, materialmente, solo per l'Europa centrale; e solo filogeneticamente per la restante Europa e gli altri orizzonti del Pleistocene.

16. *Cervus (Rangifer) tarandus*, Linn. *fossilis*, aut *priscus*, aut *Guettardi* Auctt. Sarebbe la specie vivente attualmente nell'Eurasia settentrionale. Fossile, diffusa fino ad assai tardo Pleistocene (almeno a tutto il Magdalénien ossia il Neudeckien di J. Geikie o Interglaciale Riss-Wurmiano degli autori tedesco-austriaco svizzeri) di tutta Europa salvo quella protetta sotto e verso mezzodì dalla cerchia Alpina [1]. Naturale quindi, che io, volendo e dovendo ricordare gli avanzi attribuiti a Renne che il Fr. Indes aveva trovati a Roma dal Plioc. super., Pleistoc. infer. dei depositi tufaceo-conglomeratici esterni ed interni della

[1] Il recente studio del Fabiani R., *I mammiferi quaternari della Regione Veneta* (vol. V delle Memorie d. Istit. Geol. Univ. di Padova pubbl. d. prof. Dal Piaz., 4, Padova, 1919, 174 pag. con 16 fig. e 30 tav.), ci conferma appunto questo fatto che gli unici avanzi finora abbastanza sicuramente determinati come appartenenti a *Cervus (Rangifer) tarandus* Linn. *fossilis* su suolo geograficamente italiano siano quelli descritti e figurati da lui Fabiani, pag. 124-125 e tav. 21, fig. 8, provenienti dalla Grotta Pocale a N. O. di Gabrovizza all'estremo Oriente della stessa cerchia Alpina (allo indentro per rispetto ad Ober-Laibach in Carinzia) e quelli ricordati dal Boule, 1910, delle Grotte di Grimaldi (Mentone) e quindi dall'estremo Occidente della cerchia medesima. Non è però a dimenticarsi che Ponzi G. (*Scop. paleoetnol. bac. Camp. Rom.*, 1867) ed appresso a lui Sir J. Lubbock (*Homme préhist.*, 1876) affermano trovato il Renne a Cantalupo-Mandela, presso Roma.

cosidetta Grotta al Monte delle Gioje (ed anco quelli ricordati dal Cuvier come provenienti dal Plioc. sup. valdarnese), li abbia precedentemente inscritti sotto la specie precedentemente ricordata come specie più antica, al N. 14, il *Praerangifer pliotarandoides* De Alessandri, che non sotto a questa ultima, o N. 16.

Vi sono ancora alcune altre specie che abbastanza interessano lo sviluppo e le complicazioni della forma di corna cervine delle quali sarei stato curioso arricchire, con materiale constatazione, l'elenco delle forme rinvenute in o presso il bacino di Roma. Non so se vi arriverò o se altri dopo di me vi riusciranno. Intanto io le nomino e le numero quali potenzialmente reperibili nella mia presente area di studio. E perchè, di riflesso e per comparazione, ne parlai a lungo nel mio lavoro.

17. *Cervus* (*Polycladus* Croiz. Job. aut *Eucladoceros* Falc.) *ardeus* Croiz. Job.; per ora solo ed unicamente rinvenuto nei terreni vulcanico-tufacei del Plioc. sup., Pleistoc. inf. dell'Alvernia ad Ardé, canton d'Issoire.

18. *Cervus* (*Polycladus* Croiz. Job. aut *Eucladoceros* Falc.) *ramosus* Croiz. Job. aut *polycladus* Gervais. Finora riscontrato unicamente nei terreni vulcanico-tufacei del Plioc. sup., Pleistoc. inf. dell'Alvernia ad Ardé, Bourbon e Perrier e nei sedimenti francesi di pari età del Rossiglione.

19. *Cervus* (*Euctenoceros* Trouess. [aut *Tetracerotineus* Lyd.] aut *Eucladoceros* Falc.) *ctenoides* Nesti (in litt.), aut *tetraceros* Dawk., aut *tetracroceros* Bravd. (in litt.). Finora rinvenuto soltanto, sotto la denominazione del Nesti, nei terreni sedimentari Valdarnensi (Plioc. sup., Pleistoc. inf.); e, sotto la denominazione del Bravard e del Dawkins, nei depositi vulcanico-tufacei di pari età dell'Alvernia a Peyrolles.

20. *Cervus* (*Polycladus* Croiz. et Job. aut *Eucladoceros* Falc.) *dicranius* (in litt.) Nesti, aut *Sedgwickii* Falc. (1868). Rinvenuto per ora soltanto, sotto le denominazioni di autori italiani, nei sedimenti Plioc. sup., Pleistoc. inf. Valdarnensi; e per quelli di autori inglesi in sedimenti inglesi di pari età o, molto dubitativamente, nei depositi tufacei ancora di simile età dell'Alvernia o del Rossiglione.

[ms. pres. il 20 marzo - ult. bozze 1° luglio 1920].

Vol. XXXIX. 30 aprile 1921. Fasc. 3.

BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ GEOLOGICA

ITALIANA

Vol. XXXIX (1920)
fasc. 3
(Atti pag. XLI-CXX; Mem. pag. 141-326)

ROMA
TIPOGRAFIA DELLA PACE E. CUGGIANI
35 — Via della Pace — 35
1921

PUBBLICAZIONE QUADRIMESTRALE

I reclami per il mancato ricevimento di un fascicolo devono essere fatti appena ricevuto il successivo.

LE RIOLITI DI LIPARI

Memoria del socio Henry S. Washington

Le lave con alto tenore di silice e di alcali, e nelle quali si trovano ortoclasio e quarzo, senza feldspati plagioclasici, furono denominate trachiti porfiriche da Abich [1], in opposizione alle trachiti di Hauy, che secondo l'Abich sono le stesse roccie che non contengono il quarzo. In quell'epoca fu creduto che la mica fosse il minerale ferromagnesiaco caratteristico delle trachiti porfiriche, mentre che la mica e l'orneblenda lo sono per le vere trachiti: il pirosseno fu giudicato esser assente o molto scarso in queste roccie.

Nel 1860 il von Richthofen [2] ha separato definitivamente le lave ortoclasiche che contengono quarzo dalle trachiti, e le denominava rioliti, il nome essendo scelto per il loro mostrarsi in forma di correnti nell'Ungheria. Un poco più tardi il Roth [3] ha proposto il nome liparite, dalla loro abbondanza nell'Isola di Lipari; ed egli intendeva con questo nome anche le roccie quarzifere con oligoclasio. Questo nome liparite fu usato anche dal von Richthofen [4] per le rioliti litoidali.

Adesso i petrografi italiani chiamano queste roccie o rioliti o lipariti, al pari dei francesi, gli inglesi rioliti, gli americani rioliti (generalmente); sono chiamate lipariti dal Loewinson-Lessing, rioliti dallo Zirkel e lipariti oppure trachiti quarzifere dal Rosenbusch.

[1] Abich H., *Vulkanische Erscheinungen*, pag. 16, 1841.
[2] Von Richthofen, *Jahrb. Geol. Reichs-Anst.*, pag. 92, 1860.
[3] Roth J., *Die Gesteins-Analysen*, pag. XXXIV, 1861.
[4] Von Richthofen, *Natural System of Volcanic Rocks*, pag. 16, 1868.

Pare che le rioliti di Lipari siano state le prime rioliti studiate chimicamente, perchè l'Abich ne ha pubblicato l'analisi nel suo pregiato, ma ben poco conosciuto, lavoro sopra citato.

Dopo di lui non si conoscono analisi di queste roccie di Lipari fino al Lagorio [1] che ne pubblicò, nel 1887, due di non grande precisione, le quali furono seguite dalle analisi del Glaser, pubblicate dal Bergeat [2] nel 1899, ma nemmeno queste riuscirono sufficientemente precise. Visto che le rioliti di Lipari si trovano sparse dappertutto nelle collezioni di roccie, visto il carattere tipico delle loro ossidiane, e l'uso mondiale delle pomici di quest'isola, una tale trascuratezza sarebbe strana, se non fosse il destino ordinario di molte roccie ben conosciute, molte delle quali sono tanto « ben conosciute » che rimangono non studiate.

Allo scopo di colmare tale lacuna, ho fatto analisi di diverse lave riolitiche di Lipari, su campioni che furono raccolti dal dott. Day e da me nel luglio 1914. Darò nel seguito descrizioni brevi, insieme colle analisi, perchè queste riescano utilizzabili.

Il giacimento, l'ordine delle eruzioni ed i caratteri delle lave di Lipari sono stati descritti dal Cortese e Sabatini [3] e dal Bergeat [4]. Faremo qui un breve riassunto dell'ordine con cui queste lave furono emesse.

Pare che l'attività vulcanica sia cominciata colla formazione dei conetti basaltici dei « Timponi » sulla costa a ovest, i quali furono seguiti dai coni basaltici ed andesitici dei Monti Sant'Angelo, Chirica, Rosa, ecc., nelle parti centrali dell'isola. Dopo un periodo di riposo è avvenuta l'eruzione delle correnti d'andesite cordieritica di Varesana e delle rioliti dei Monti Guardia e Giardina all'estremità sud dell'isola. Poi si ebbero le eruzioni d'ossidiana e di pomice che formano il Monte Pelato e i due conetti di Forgia Vecchia e delle Rocche Rosse, che costituirono l'ultima fase dell'attività vulcanica propriamente detta nell'isola

[1] Lagorio, Tsch. Min. Pet. Mitth., VIII, pag. 440 e 491, 1887.

[2] Bergeat, Abh. Bay. Akad. Wiss., XX, pag. 108-118, 1899.

[3] Cortese e Sabatini, *Mem. Carta descr. Geol. Ital.*, VII, pag. 25-45, 98-112, 1892.

[4] Bergeat, Abh. Bay. Akad. Wiss., XX, pag. 92-141, 1899.

stessa. Allo stato attuale tale attività è dimostrata da sorgenti termali (San Calogero) e da qualche fumarola.

L'ordine delle eruzioni, visto dal punto chimico, sembrerebbe essere stato semplice assai e molto regolare; cioè da lave basaltiche colla composizione generale dell'andose (II, 5, 3, 4), e con circa 53 per cento di silice per le lave intermedie di Monte Sant'Angelo, ecc., fino alle ultime lave riolitiche, colla composizione del liparose (I, 4, 1, 3), la silice essendovi fra 70 e 74 per cento. Come dappertutto, nelle Isole Eolie si osservano alcuni dicchi ed altre piccole masse di roccie complementari prodotte dalla differenziazione secondaria.

Ossidiana riolitica. Liparose Efestale [1] (I, 4, 1, 4).

I campioni principali che sono stati studiati, e che sono giudicati tipici, provengono dalla Forgia Vecchia, al disopra del Canneto, e dalle Rocche Rosse, all'angolo nord-est dell'isola. Questi sono piccoli coni, in gran parte costruiti di pomici, ma slabbrati per eruzioni d'ossidiana che corrono fino al mare. Si può trovarne illustrazioni in diversi lavori di vulcanologia [2] ben conosciuti.

Caratteri macroscopici. — Questa roccia è un'ossidiana tipica, di colore nero come l'inchiostro, di lucentezza vitrea, con frattura perfettamente concoide. Sull'orlo sottile è trasparente, ma a poco a poco diviene grigia e come polverosa, secondo che cresce lo spessore della scheggia, e si vedono qua e là piccoli puntolini di una sostanza nera ed opaca. Le densità dei campioni analizzati sono: Rocche Rosse 2,370, Forgia Vecchia 2,363, a 18°.

Questa ossidiana è spesso attraversata da strisce grigie, talora strette e talora grosse. Tali varietà grigie sono tanto comuni e tanto differenti che si potrebbero considerare tipi distinti, se si facesse uno studio speciale di tali roccie. Sferuliti e litofisi vi sono più o meno comuni, talvolta allungate da for-

[1] Aggettivo derivato dal nome antico, « Hephaestades », per il gruppo delle Isole Eolie.

[2] Per esempio, Judd, *Volcanoes*, 1890, fig. 41, pag. 124; e Mercalli, *Vulcani attivi*, 1907, fig. 20, pag. 59.

mare strisce lunghe, così dimostrando, come lo fanno le strisce grigie, il movimento fluidale. L'olivina puramente ferrosa (fayalite) in queste ossidiane è stata studiata da Iddings e Penfield [1].

Gli indici di rifrazione furono determinati dal dott. Merwin, che ha trovato per l'ossidiana delle Rocche Rosse $n = 1,488$–9, e per quella di Forgia Vecchia $n = 1.490$. Si discuteranno questi dati più tardi.

Caratteri microscopici. — Nella sezione sottile le parti nere dei campioni mostrano un vetro perfettamente chiaro ed incoloro, e senza fenditure perlitiche. Nel vetro sono sparsi pochissimi e piccolissimi microliti, alcuni prismi di feldispato e granuli di quarzo. Le strisce grigie contengono molte sferuliti giallastre. La struttura fluidale non è ben netta.

Si può dire qualche parola sulle pomici, queste essendo le forme molto vescicolari delle ossidiane. Nel commercio vengono, per la maggior parte, dai Monti Chirica e Pelato, e in minor quantità dalla Fossa delle Rocche Rosse. In generale, le qualità migliori provengono dal Monte Pelato. La prima qualità è la più minutamente vescicolare, la più leggera e la più bianca; la seconda meno buona, benchè ancora galleggiante sull'acqua; mentre che la terza, che contiene maggior quantità di vetro non vescicolare, affonda lentamente. Non ho fatto fare delle sezioni delle pomici, ma pare che manchino sferuliti e fenocristalli. L'indice di rifrazione è $n = 1,499$, determinato dal dott. Merwin. Come si vede, questo è un valore molto più alto che non quello degli indici delle ossidiane. E questo è un punto sul quale ritorneremo più tardi.

Composizione chimica. — Ho fatto analisi di tre campioni: uno d'un'ossidiana, nera e tipica, senza strisce grigie o sferuliti, delle Rocche Rosse; un altro dell'ossidiana nera, con strisce grigie e sferuliti gialle, della Forgia Vecchia, e l'ultimo di una pomice di « prima qualità » delle Arche di Canneto, che pro-

[1] Amer. Jour. Sci. (3), XL, pag. 75, 1890. Cristalli simili di fayalite dalla trachite di Monte di Cuma sono stati descritti dal vom Rath (Zeits. deutsch. Geol. Ges., XVIII, pag. 609, 1866). I cristalli di Cuma, però, sono tavolari secondo *b* (010), mentre che quelli di Lipari sono tavolari parallelamente ad *a* (100).

viene probabilmente dal Monte Pelato. Si trovano queste analisi nella tabella I, insieme con tre vecchie analisi fatte dall'Abich e dal Glaser. È molto interessante considerare quanto rassomiglino alle mie le analisi dell'Abich pubblicate nel 1841. Ciò che testimonia la sua capacità analitica, la quale ho notato in diversi altri casi.

TABELLA I.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO_2	74,22	73,86	71,70	74,05	74,37	73,70
Al_2O_3	12,98	12,49	12,60	12,97	12,65	12,27
Fe_2O_3	0,40	0,60	0,48	2,73	2,58	2,31
FeO	1,60	1,40	1,17	n. d.	n. d.	n. d.
MgO	0,04	0,11	0,12	0,28	0,20	0,29
CaO	0,67	0,75	0,79	0,12	1,22	0,65
Na_2O	4,13	4,05	4,15	4,15	3,87	4,52
K_2O	4,97	4,81	5,17	5,11	4,57	4,73
H_2O+	0,27	0,92	3,15	0,22	0,22	1,22
H_2O-	0,04	0,09	0,20		0,02	
TiO_2	0,11	0,12	0,11	n. d.	n. d.	n. d.
ZrO_2	0,05	0,06	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
P_2O_5	0,14	tracce	tracce	n. d.	n. d.	n. d.
SO_3	0,08	0,06	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
Cl	0,03	0,26	0,14	0,31	n. d.	0,31
MnO	0,01	tracce	tracce	n. d.	n. d.	n. d.
BaO	none	none	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
	99,67	99,58	99,78	100,00	99,70	100,00
p. sp.				2,370		2,377

1. Ossidiana, Rocche Rosse, Lipari. Analisi di Washington.
2. Ossidiana, Forgia Vecchia, Lipari. Analisi di Washington.
3. Pomice, Monte Pelato, Lipari. Analisi di Washington.
4. Ossidiana Rocche Rosse, Lipari. Analisi di Abich. Abich, *Vulkan. Ersch.*, 1841, Taf. III. pag. 62, cfr. pag. 84.
5. Ossidiana, Forgia Vecchia, Lipari. Analisi di Glaser. Bergeat, Abh. Bay. Akad. Wiss., 20, 111, 1899.
6. Pomice, Rocche Rosse, Lipari. Analisi di Abich. Abich, op. cit., pag. 62, Taf. III.

Non occorrono molte parole per commentare queste analisi; sono tutte quante tipiche della generalità delle analisi di rioliti, e corrispondono a molte altre della raccolta di analisi pubblicata da me, nel *Professional Paper*, n. 99, del U. S. Geo-

logical Survey. Le ossidiane contengono quasi uguali quantità di silice, ma la pomice ne contiene una quantità minore, circa 2–3 per cento, allo stesso tempo mostrando una quantità più considerevole di acqua. Visto che la pomice appartiene ad una serie più antica di eruzioni, si dovrebbe ammettere che nelle prime eruzioni molta acqua del magma sia andata perduta.

La cosa più interessante in queste analisi è che la quantità totale degli ossidi di ferro è quasi uguale in tutte le tre rocce, mentre la quantità di ossido ferroso è molto superiore a quella dell'ossido ferrico. Sembra che ciò sia caratteristico delle forme vetrose di un dato magma, e che il contrario succeda nelle varietà cristalline. Discuteremo questo punto più tardi.

Ci sono soltanto tracce di magnesia, ben poca calce, e una quantità piccolissima di titanio. È da notare la presenza di zirconio in quantità piccole, ma non trascurabili, mentre mancano il manganese, il fosforo e la barite. Le quantità di anidride solforica e di cloro sono notevoli, e questi componenti sembrano non mancare mai nelle rioliti e trachiti italiane. Si può aggiungere che, facendo la determinazione degli alcali in queste rioliti di Lipari secondo il metodo del Penfield [1], si è osservato con tutte le tre rioliti nel tubo di vetro un anello di sublimazione bianca, il quale dà reazioni per il cloro e per l'acido solforico. Si può notare che questi sali alcalini furono espulsi soltanto a temperature verso il rosso-scuro, ovvero di circa 800° o poco più, e che non di meno non furono cacciati dalla lava liquida.

Classificazione. — Le *norme* delle rioliti analizzate da me si calcolano come segue:

	1.	2.	3.
Quarzo	28,68	29,58	26,64
Ortoclasio . . .	29,47	28,36	30,58
Albite	35,11	34,58	35,11
Anortite	2,22	1,67	0,56
Diopside. . . .	0,99	1,70	nil
Iperstene . . .	1,95	1,26	1,88
Magnetite . . .	0,70	0,93	0,70
Ilmenite	0,15	0,15	0,15

[1] Penfield S. L., Amer. Jour. Sci., XLVIII, pag. 30, 1894; Washington, *The Chemical Analysis of Rocks*, 1919, pag. 213.

Nel sistema quantitativo queste appartengono tutte quante al sottordine liparose, l'ossidiana delle Rocche Rosse e la pomice di Monte Pelato col simbolo I. 4. 1. 3 e l'ossidana di Forgia Vecchia col simbolo I. 4. 1. 3. Si vede che, se queste lave avessero potuto solidificarsi in forma olocristallina, il feldispato avrebbe la composizione quasi esatta di Or_1Ab_1, la maggior parte dell'anortite entrando nell'augite. La roccia olocristallina avrebbe dunque presso a poco la composizione *normale* (mineralogica quantitativa):

Quarzo	29
Or_1Ab_1	65
Augite	5
Magnetite	1

Indici di rifrazione dei vetri riolitici. — Il mio collega dott. Merwin mi ha gentilmente determinato gli indici di rifrazione dei vetri analizzati e delle ossidiane del Monte Arci nella Sardegna e dell'Isola di Milo. Poichè abbiamo ben poche di tali determinazioni sui vetri vulcanici, sarà bene dare qui quelle da me fatte, le quali, con diverse altre, discuteremo in un altro lavoro.

Ossidiana, Rocche Rosse .	$n = 1{,}488\text{-}9$
Ossidiana, Forgia Vecchia .	$n = 1{,}490$
Pomice, Monte Pelato . .	$n = 1{,}499$
Ossidiana, Monte Arci . .	$n = 1{,}487\text{-}9$
Ossidiana, Bombardo, Milo .	$n = 1{,}490$

Gli indici delle ossidiane di Lipari sono quasi identici fra loro e con quello dell'ossidiana di Monte Arci. Poichè la composizione chimica di tutte e tre è quasi la stessa, non è da meravigliarsene. La composizione chimica dell'ossidiana di Milo non è conosciuta, ma l'indice è quasi identico a quelli delle rioliti italiane. Dalle analisi fatte dal prof. Martelli [1] sulle rioliti dell'Isola di Nisiro, la quale appartiene alla stessa zona vulcanica di Milo, si vede una composizione quasi identica a quella delle rioliti italiane, e si può ritenere perciò che l'ossidiana di Milo avrebbe quasi la stessa composizione. Questa roccia e le forme cristalline saranno analizzate più tardi. D'altra parte si potrebbe ritenere che l'indice dei vetri di Nisiro sia presso a poco lo stesso di quello delle ossidiane di Lipari.

[1] Martelli A., *Gruppo eruttivo di Nisiro*, Roma, 1917, pag. 69, 71.

Degno di nota è l'indice del vetro pomiceo. Poichè questo vetro contiene circa 3 % d'acqua, se ne dedurrebbe che il suo indice sia molto più basso di quello delle ossidiane, secondo la regola generale che l'acqua diminuisce il valore dell'indice di rifrazione. Invece, l'indice della pomice è maggiore di un'unità nella seconda cifra decimale. Questo è difficile a spiegare, e su tale argomento occorrono maggiore studio e maggior copia di dati. Il Merwin crede che i fenomeni di tensione prodotti nel vetro dalle bolle non possano influire in modo così sensibile nell'aumento dell'indice, ma è possibile che ciò si debba attribuire ad una cristallizzazione incipiente.

Riolite litoide. Liparose aeolale (I. 4. I. 3).

Nella parte sud dell'Isola di Lipari il massiccio del Monte Guardia (incluso il Monte Giardina) è composto in gran parte di rioliti d'un tipo ben differente dalle ossidiane e pomici più recenti, benchè s'incontrino delle ossidiane anche in quei paraggi. Queste lave sono state chiamate rioliti litoidali; sono le lipariti del von Richthofen. Hanno nella frattura uno splendore poco pronunziato, cioè sono felsitiche, benchè sieno molto vetrose osservate in sezione sottile. Pel momento basterà descrivere insieme le lave cristalline e le vetrose, poichè mostrano gli stessi caratteri macroscopici. La descrizione è basata sui due campioni che sono stati analizzati, i quali sembrano essere caratteristici di questo tipo di rioliti dell'Isola di Lipari.

Caratteri macroscopici. — Un campione, della estrema punta a sud dell'isola (Monte Guardia), è di colore grigio-cenere chiaro, di scarsa lucentezza e di grana finissima od afanitica, cioè una felsite tipica. Si vedono alcuni piccoli fenocristalli di un pirosseno nero-verdastro, ed intorno ad alcuni di essi si trova una zona stretta di materiale bianco feldspatico, ma non si vede quasi nessun fenocristallo di feldspato. Una struttura fluidale è rivelata dalla presenza di sottili strisce bianche. L'altro campione, da una cava piccola sullo spalto nord-ovest del Monte Giardina (al nord del Monte Guardia), è anche di grana finissima e di scarsa lucentezza. Il suo colore invece è grigio-giallastro chiaro. Mancano i fenocristalli, ma è evidente una struttura fluidale somigliante alla precedente.

Caratteri microscopici. — Nella sezione sottile la roccia dal Monte Guardia mostra una struttura tipicamente trachitica, e pare esser olocristallina. Ci sono pochi prismoidi d'augite quasi incolori, con ancora meno abbondanti ortoclasi listiformi. La pasta fondamentale è di struttura feltrosa composta in gran parte di listerelle di anortoclasio, con pochi granuli di magnetite, e una sostanza che può esser quarzo interstiziale. Se è presente del vetro se ne trova in quantità molto scarsa e molto difficile a dimostrare. La struttura fluidale è ben accentuata.

L'altro campione dal Monte Giardina è molto differente nella sezione sottile. Per la maggior parte è composto di un vetro incoloro, che contiene numerosi e sparsi prismettini d'anortoclasio, pochi prismoidi d'augite, e pochissimi granelli di magnetite. Si vedono qua e là piccole sferuliti giallognole. La struttura fluidale è bene sviluppata anche in questo tipo.

Caratteri chimici. — Le mie analisi su questi campioni, insieme ad una dell'Abich, sono esposte nella tabella II.

TABELLA II.

	1.	2.	3.
SiO_2	74,70	69,64	68,35
Al_2O_3	12,71	13,48	13,92
Fe_2O_3	1,15	1,93	2,28
FeO	0,28	1,37	n. d.
MgO	0,07	1,68	2,20
CaO	0,54	2;80	0,84
Na_2O	3,89	4,05	4,29
K_2O	4,91	4,87	3,24
H_2O +	1,01	0,17	4,64 [1]
H_2O —	0,10	0,12	
TiO_2	0,10	0,13	n. d.
P_2O_5	n. d.	0,09	n. d.
MnO	0,04	traccie	n. d.
	99,72	100,33	99,76

1. Riolite litoide (vetrosa) Monte Giardina, Lipari. Analisi di Washington.

2. Riolite litoide (olocristallina), Monte Guardia, Lipari. Analisi di Washington.

3. Riolite litoide, Monte Guardia, Lipari. Analisi di Abich. Abich, *Vulkan. Erschein.*, pag. 25, 1841.

[1] Perdita per arroventamento (in grande parte acido solforico e zolfo).

L'analisi della riolite vetrosa di Monte Giardina rassomiglia molto a quelle delle ossidiane sopra descritte, la differenza più accentuata essendo nel rapporto fra gli ossidi di ferro. In questo si vede che il tenore d'ossido ferrico è molto più alto che non quello d'ossido ferroso. Il tenore di silice della riolite di Monte Guardia è alquanto più basso, ma quelli degli ossidi di ferro, della magnesia e della calce sono più alti che non nelle ossidiane, benchè gli alcali sieno quasi uguali. Anche in questa roccia si vede l'ossido ferrico in quantità maggiore dell'ossido ferroso.

Classificazione. — Le *norme* delle rioliti di Monte Giardina e di Monte Guardia, basate sulle mie analisi, si calcolano come segue:

	1.	2.
Quarzo	31,98	20,70
Ortoclasio	28,91	28,91
Albite	33,01	34,58
Anortite	2,78	3,89
Diopside	—	7,23
Iperstene	0,20	1,46
Magnetite	0,70	2,78
Ilmenite	0,15	0,30
Apatite	—	0,34

Da queste norme appare che le due rocce precedenti appartengono al tipo liparose, benchè il n. 2 si trovi quasi nella classe di dosalane ed è pressochè domalcalico. Il simbolo della roccia di Monte Giardina è I. 4. 1. 3, e quello della roccia di Monte Guardia I (II). 4. 1. (2). 3.

La norma della riolite di Monte Guardia si può calcolare come segue:

Quarzo	25,0
Anortoclasio	64,5
Augite	12,0
Magnetite	2,5

Ialo-dacite. Amiatose (I. 4. 3. 3).

Benchè questa ricerca sia stata intrapresa collo scopo di studiare la composizione chimica delle lave riolitiche di Lipari, sono andato tuttavia un passo più avanti facendo un'analisi della roccia principale del cono di Monte Sant'Angelo. A giudicare

dalle descrizioni del Sabatini e del Bergeat le rocce di questo cono sono variabili, mentre i miei pochi campioni non mostrano molta variazione. Fu scelto per lo studio particolare un campione delle vicinanze della Perrera, a settentrione e al disopra della città di Lipari. Diversi campioni furono da me raccolti dove la strada verso Forgia Vecchia si piega a destra (est) e fra tali campioni prescelsi quello che mi parve rappresentasse meglio la roccia che il Bergeat chiama la lava tipica del Monte Sant'Angelo.

Caratteri macroscopici. — La roccia è densa e compatta, di un colore grigio molto oscuro, quasi nero. Piccoli fenocristalli di un feldspato bianco giallognolo di 1-2 mm. sono sparsi nella pasta, la quale è nera e mostra una lucentezza poco viva. Non si vedono che pochi fenocristalli di pirosseno. Campioni delle vicinanze di San Calogero e di Santa Margherita sono molto somiglianti, tanto macroscopicamente quanto microscopicamente.

Caratteri microscopici. — Nella sezione sottile si vede che la roccia contiene molti fenocristalli di plagioclasio geminato, per la maggior parte emiedrali. Le loro estinzioni indicano una composizione di circa Ab_2An_3. Non si vede nessuna struttura zonata. Questi feldispati contengono molte inclusioni piccole di vetro giallo-scuro e sono affollati di microliti. Si vedono anche alcuni fenocristalli di un feldispato alcalino, che sembra esser un ortoclasio alquanto sodico, ma nelle mie sezioni non si osservano fenocristalli di pirosseno.

La pasta fondamentale è molto vetrosa e d'un colore piuttosto bruno. La sua struttura è ialopilitica, o, come ha detto lo Zirkel, « un feltro di microliti bagnato di vetro ». I microliti sono piccoli prismi di feldspato alcalino, numerosi granuli e prismetti ancora più piccoli d'augite, ed ancora più piccoli, ma meno numerosi, granuletti di magnetite. Non si vede quarzo.

Composizione chimica. — Per l'analisi di questo tipo fu scelto il campione disopra indicato, delle vicinanze della Perrera. Per confronto con questa è data l'analisi di un'andesite cordieritica, descritta dal Sabatini [1] e dal Bergeat [2]. Questa è la sola analisi

[1] Sabatini V., in Cortese e Sabatini, *Mem. Carta descr. Geol. Ital.*, VII, pag. 111, 1892.

[2] Bergeat, Abh. Bay. Akad. Wiss., XX, pag. 102, 1899; Neues Jahrbuch, Beil. Bd., XXX, pag. 575, 1910.

delle rocce di Monte Sant'Angelo che ho potuto trovare. Pare che la presenza di cordierite e la composizione chimica siano dovute all'assimilazione di roccie estranee.

TABELLA III.

	1.	2.		1.	2.
SiO_2	60,58	59,31	H_2O+	0,93	2,64
Al_2O_3	19,47	16,95	H_2O-	0,11	2,11
Fe_2O_3	0,94	8,07	CO_2	niente	—
FeO	2,83		TiO_2	0,71	n. d.
MgO	0,94	1,65	P_2O_5	0,31	0,40
CaO	6,10	4,30	Cl	traccie	n. d.
Na_2O	3,07	1,59	MnO	0,06	n. d.
K_2O	3,71	3,42		99,75	100,43

1. Ialodacite, presso La Perrera, Monte Sant'Angelo, Lipari. Analisi di Washington.

2. Andesite cordieritica, Varesana, Monte Sant'Angelo, Lipari. Analisi di Glaser. Bergeat, op. cit., pag. 102.

Quest'analisi dimostra che la lava tipica del Monte Sant'Angelo ha un tenore di silice molto più basso di quello delle rioliti, ha minor contenuto di alcali (il loro mutuo rapporto essendo lo stesso), con un poco più di ossidi di ferro, nei quali è da notare che l'ossido ferroso domina sopra il ferrico, e con più di calce e d'allumina. Da due altre determinazioni della silice, 58,22 e 56,54, registrate dal Bergeat, per altre lave del medesimo cono, è evidente però che la composizione di tali lave è variabile. Sarà utile farne uno studio più particolareggiato.

Classificazione. — La norma della roccia della Perrera è la seguente:

Quarzo	13,20
Ortoclasio	21,68
Albite	26,20
Anortite	28,63
Iperstene	5,77
Magnetite	1,39
Ilmenite	1,37
Apatite.	0,67

Tale norma colloca la roccia tra le amiatose, col simbolo I. 4(5). 3. 3, e dimostra così che c'è un eccesso notevole di silice libera, benchè non se ne veda nella roccia.

Nelle classificazioni generali tali lave sono state denominate andesiti da Sabatini e Bergeat, e questo nome sembrerebbe giustificato dalla considerazione della norma, la roccia essendo composta da andesina o labradorite, augite, magnetite e vetro, senza quarzo. L'analisi e la norma rivelano però il fatto che, se il magma si fosse solidificato come roccia olocristallina, sarebbe stata presente una quantità attuale e non trascurabile di quarzo, e in questo caso la roccia sarebbe stata chiamata una dacite. Questo quarzo normale, o silice in eccesso, è « occulto », per usare una parola dell'Iddings [1].

La scelta di un nome apposito per tali rocce, che contengono un eccesso notevole di silice, ma senza quarzo normale e con molto vetro, è stata da molti anni una questione dibattuta; e questo ancor più dopo che la composizione chimica prese un posto importante.

Il nome « dacite » fu applicato dapprima, ed è ancora usato, a significare un'andesite normalmente quarzifera. Per tali « andesiti » che non contengono quarzo normale, benchè vi sia un eccesso di silice, che avrebbe cristallizzato come quarzo se la roccia fosse stata olocristallina, il Lacroix [2] ha recentemente proposto il nome di « dacitoide ». Benchè un tale nome sia molto utile, nondimeno è dubbio se « dacitoide » sia il migliore. Etimologicamente il nome significa che la roccia rassomiglia a una dacite, cioè, secondo la definizione originale, che contiene del quarzo modale, mentre che la roccia in verità è soltanto chimicamente una dacite, ma attualmente e modalmente rassomiglia a un'andesite. Il nome « ialodacite » è stato introdotto dal Rosenbusch molti anni fa, ma nel senso implicito (ben logico per quell'epoca) che la roccia conteneva quarzo modale. Or sono alcuni anni, io ho proposto il nome « ialopantellerite » per le pantelleriti vetrose o ossidianiche della Pantelleria, nelle quali i fenocristalli di feldispato sono abbondanti,

[1] Iddings, Igneous Rocks, vol. II, pag. 19, 1913.
[2] Lacroix, *C. R.*, CLXVIII, pag. 298, 1919.

mentre quelli di pirosseno sono scarsi, benchè abbiano la stessa composizione chimica delle pantelleriti olocristalline [1]. Seguendo lo stesso concetto, proporrei che il nome ialodacite sia usato per le lave vetrose di composizione dacitica, cioè con un eccesso notevole di silice, benchè non contengano quarzo modale.

F. Millosevich [2] ha chiamato felsodaciti delle rocce sarde contenenti un eccesso di silice con massa fondamentale microfelsitica senza quarzo modale.

Rapporto fra gli ossidi di ferro e la cristallinità.

Nelle pagine precedenti l'attenzione è stata attirata sulle rioliti di Lipari da un fatto che mi pare meriti discussione più estesa, in parte perchè pare che si verifichi anche altrove, ed in parte perchè forse può dar lume sulla natura dei gas magmatici. In molte lave effusive, dalle rioliti ai basalti, dato un gruppo della medesima composizione chimica generale e col totale uguale degli ossidi di ferro, l'ossido ferroso predomina sopra il ferrico nelle forme vetrose, mentre che l'ossido ferrico è il predominante nelle forme cristalline. Pare cioè che se una lava si raffredda presto, *ceteris paribus*, il ferro rimanga meno ossidato che se si raffreddasse lentamente. Questa regola è vera per le lave di diversi vulcani italiani che ho studiato chimicamente, e pare che valga anche per le lave dei vulcani di diversi altri luoghi. Ho già, diverse volte, richiamato l'attenzione su questo rapporto [3], e per metterlo in evidenza ho riunito nella tabella IV parecchi dati presi da analisi fatte da me su lave di diversi vulcani italiani. Questi dati sono scelti in modo da eliminare, tanto che sia possibile, fattori perturbanti che potrebbero introdurre delle differenze nella composizione chimica. Sarebbe possibile citare ancora molte altre analisi, ma sarà meglio restringerci qui alle lave di una sola regione. Queste

[1] Washington H. S., Jour. Geol., XXII, pag. 704, 1914. Molti anni fa ho chiamato daciti tali roccie dall'Asia Minore con eccesso di silice e vetrose, ma senza quarzo modale (Amer. Jour., III, pag. 43 e 47, 1897).

[2] Millosevich F., Mem. Acc. Lincei (ser. 5), VIII, 1911.

[3] Washington H. S., Amer. Jour. Sci., XXVII, pag. 148, 1909; XXXVI, pag. 583, 1913; Jour. Geol., XXII, pag. 707, 1914.

analisi sono soltanto di rioliti e basalti, poichè le lave di composizione intermedia, come le trachiti, le daciti e le andesiti, si comportano meno regolarmente, benchè obbediscano in generale alla stessa regola.

TABELLA IV.

Relazioni fra ossidi di ferro e sostanza vetrosa nelle lave italiane

Rioliti.

Lipari

	Vetrose			*Cristalline*	
SiO_2	74,22	73,86	71,70	74,70	69,64
Fe_2O_3	0,40	0,60	0,48	1,15	1,93
FeO	1,60	1,40	1,17	0,28	1,37
$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	7,33	4,75	5,33	0,57	1,58
Simbolo	I. 4. 1. 3	I. 4. 1. 3	I. 4. 1. 3	I. 4. 1. 3	I. 4. 1. 3

Sardegna

	Vetrose		*Cristalline*	
SiO_2	74,61	70,50	73,09	72,05
Fe_2O_3	0,09	0,75	1,28	2,93
FeO	1,36	1,22	0,68	0,39
$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	19,00	3,40	1,25	0,33
Simbolo	I. 4. 1. 3	I. 4. 1. 3	I. 4. 1. 3	I. 4. 1. 3

Pantelleriti.

Pantelleria.

	Vetrose			
SiO_2	69,91	69,33	67,85	66,07
Fe_2O_3	1,81	2,65	1,84	2,05
FeO	5,86	5,52	4,54	5,88
$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	7,45	4,46	5,25	6,31
Simbolo	II. 3. 1. 3	II. 3. 1. 3	II. 4. 1. 3	II. 4. 1. 3

	Cristalline		
SiO_2	72,21	70,21	69,79
Fe_2O_3	3,26	6,01	5,35
FeO	1,07	2,73	1,43
$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	0,75	00 1.	0,59
Simbolo	II. 4. 1. 3	II. 3. 1. 3	II. 4. 1. 3

Basalti.

Eruzioni sottomarine e Pantelleria.

	Vetrosi			*Cristallini*	
SiO_2	48,97	44,83	45,72	46,40	46,22
Fe_2O_3	1,33	1,35	1,57	4,09	4,91
FeO	8,56	11,79	12,01	8,22	7,71
$\frac{FeO}{Fe^2O^3}$	14,88	18,22	16,70	4,38	3,45
Simbolo	III. 5. 3. 4	III. 5. 3. 4		III. 5. 3. 4	III. 5. 3. 4

Per brevità sono date soltanto le cifre per la silice, l'ossido ferrico e l'ossido ferroso, e il rapporto tra questi due ultimi. Si troveranno le analisi e le citazioni nel *Professional Paper*, n. 99, del U. S. Geological Survey, salvo le analisi delle rioliti di Lipari qui sopra pubblicate. Vengono separate le lave dei diversi centri in vetrose (cioè con molto vetro) e cristalline (cioè senza o quasi senza vetro). Si farà più tardi e più in esteso uno studio di questo rapporto, servendosi di molti altri dati.

È lecito credere che le cifre suddette riunite nella tabella IV dimostrino ben chiaramente che c'è un rapporto fra lo stato di ossidazione del ferro e la cristallinità nelle lave italiane riolitiche e basaltiche, nel senso che l'ossido ferroso domina sopra il ferrico nelle forme vetrose, mentre avviene il contrario nelle forme cristalline. Diversi altri centri vulcanici, per esempio l'Alvernia, Yellowstone Park, il Mont Pelée, ecc., mostrano la stessa cosa.

È un poco difficile di trovare una spiegazione adeguata di questo fatto, il quale merita di essere meglio studiato. Con ragione

si può credere che le forme vetrose rappresentino chimicamente in modo più giusto, che non le forme cristalline, le condizioni degli ossidi di ferro nel magma stesso. Si può anche credere che tali rapporti abbiano relazione coll'azione riducente o ossidante dei gas magmatici. Della vera natura di questi gas abbiamo scarsa e poco esatta conoscenza. Le analisi più antiche, per esempio quelle di Deville, Fouqué e Brun, danno poca luce sul problema, in parte perchè i gas furono raccolti dopo la loro uscita dalle lave e quindi dopo essere stati sottoposti all'azione ossidante dell'aria, ed in parte perchè i metodi d'analisi adoperati furono molto inesatti. Gli studii di Day e Shepherd[1], sui gas dalle lave di Kilauea, sono i soli, per quanto io sappia, che ci danno un'idea giusta delle condizioni dei gas come esistono nel magma prima che vengano fuori e siano esposti all'azione dell'aria.

Benchè i campioni di gas dal Kilauea raccolti ed analizzati mostrino tutti quanti un grado d'ossidazione più o meno grande, come hanno dimostrato Day e Shepherd, tuttavia resta nel gas residuo una parte di gas ossidabile, e perciò riducente, come idrogeno, ossido di carbonio e vapori di zolfo. Si potrebbe dunque suggerire che il ferro si trova nello stato ferroso perchè è stato preservato dall'ossidazione per l'azione riducente di altri gas, o si potrebbe attribuire il fatto (lasciando da parte l'azione dell'aria) ad una riduzione di ossido ferrico originale. Fra queste due ipotesi, la prima mi pare la più ragionevole, visto che possiamo credere che, sotto la « crosta » superficiale della terra, esista una zona composta in grande parte di ferro metallico o di una lega di nichelio e ferro, quale si trova nelle meteoriti siderolitiche.

Ma, accettando o l'una o l'altra di queste due ipotesi, resta ancora da spiegare il modo col quale l'ossido ferroso viene ossidato passando al ferrico durante la cristallizzazione, come pare succeda. Pel momento bisogna lasciare questa quistione e presentare i dati relativi soltanto per richiamare l'attenzione dei petrografi e dei geofisici sopra una fase della chimica delle roccie

[1] Day e Shepherd, Bull. Geol. Soc. Amer., XXIV, pag. 573, 1913; C. R. Acad. Sci., CLVII, pag. 1027, 1913; Shepherd E. S., *The Composition of the Gases of Kilauea*, Bull. Hawaiian Volc. Observ., VII, n. 7, 1919.

ignee che possibilmente potrà, nel futuro, condurci a generalizzazioni interessanti e fruttifere sulla natura dei gas magmatici e la composizione vera del magma profondo.

Ossidiana riolitica. Isola di Milo.

Dopo aver licenziato per la stampa le pagine antecedenti, ho compiuto l'analisi di un campione dell'ossidiana di Bombarda, nell'Isola di Milo (Arcipelago Greco) che ho comprato da Kranz a Bonn molti anni addietro. Questa è l'ossidiana della quale fu determinato dal Merwin l'indice di rifrazione. L'analisi dimostra che è una vera riolite sodico-potassica, con composizione molto somigliante all'ossidiana di Lipari, benchè con un poco più alto tenore di silice e di calce. È dunque in armonia colla determinazione del Merwin.

Questa ossidiana è un esemplare tipico, perfettamente vetroso, di colore nero un poco grigiognolo, non il nero puro delle ossidiane di Lipari, e con più scarso splendore. Mostra una frattura perfettamente concoidale, e si vede una struttura fluidale ben sviluppata. Non si vedono fenocristalli. Nella sezione sottile si vede che l'ossidiana è un vetro quasi puro ed incolore, senza sferuliti, ma con moltissimi e piccolissimi microliti baculitici (circa 0,01 mm. di lunghezza) neri, mostranti struttura fluidale. Non si vedono cristalli ben sviluppati.

L'analisi è la seguente: si riporta anche un'analisi del Martelli sulla ossidiana di Nisiro.

	1.	2.		1.	2.
SiO_2	76,56	76,73	H_2O+	0,27	0,49
Al_2O_3	13,47	12,24	H_2O-	0,22	
Fe_2O_3	0,20	1,38	TiO_2	0,10	n. d.
FeO	1,01	0,76	P_2O_5	n. d.	n. d.
MgO	0,08	0,22	SO_3	n. d.	n. d.
CaO	1,47	1,46	Cl	n. d.	n. d.
Na_2O	3,76	3,32	MnO	0,06	n. d.
K_2O	3,51	4,17		100,71	100,77

1. Ossidiana riolitica, Bombarda, Milo. Analisi di Washington. Simbolo quantitativo I. 3 (4). 2. 3 (4).

2. Ossidiana riolitica, Jali, Nisiro. Analisi di Martelli. Martelli A., *Gruppo di Nisiro*, pag. 69, Roma, 1917. Simbolo quantitativo I. 3 (4). 2. 3.

In confronto coll'ossidiana di Lipari questa di Milo mostra le quantità di silice e di calce un po' più alte, quelle di alcali un po' più basse, ed una proporzione più alta di soda. I simboli quantitativi dimostrano bene tali differenze fra le diverse ossidiane. Si noti che in questa ossidiana quasi perfettamente vetrosa l'ossido ferroso predomina molto sopra il ferrico, proprio come abbiamo visto altrove. I miei campioni delle altre roccie di Milo non si trovano pel momento nelle mie mani, sicchè non ho potuto fare un'analisi delle loro varietà. Lo studio delle sezioni sottili dimostra, però, che la maggioranza di quelle che possiedo sono rioliti, con fenocristalli e microliti listiformi nella pasta fondamentale d'ortoclasio o d'anortoclasio, e più o meno di quarzo. Ma in generale è evidente anche un po' di plagioclasio e d'andesina, sicchè queste rioliti devono considerarsi piuttosto toscaniti che rioliti alcaliniche vere. Questa presenza di feldspato sodico-calcico è in accordo colle descrizioni dell'Ehrenburg di molte andesiti dell'Isola di Milo, che mancano quasi del tutto nella mia collezione di circa venti campioni. Sta anche in armonia col carattere piuttosto domalkalico delle lave della zona vulcanica Aegina-Methana-Milo-Santorino-Nisiro, che sono per la maggior parte daciti ed andesiti con pochi basalti. Si noti la rassomiglianza chimica fra l'ossidiana di Milo e quella di Nisiro (Martelli). Le sole differenze sono la maggiore potassa e il maggior ossido ferrico in confronto col ferroso nella seconda. L'ossidiana di Nisiro non è un vetro puro, come quello di Milo, ma contiene fenocristalli di quarzo, di andesina, di ortoclasio e di pirosseno; sicchè troviamo anche qui la regola generale dei rapporti fra gli ossidi di ferro e la cristallinità. Il Martelli ha determinato l'indice di rifrazione del vetro dell'ossidiana di Nisiro fra 1,478 e 1,496; mentre che il Merwin osservava gli indici delle rioliti di Lipari come 1,488-1,490, cioè quasi uguali con quello di Nisiro. Si può spiegare questa identità fra gli indici e la differenza nella composizione chimica per l'effetto della calce che alza e della silice che abbassa l'indice di rifrazione.

Geophysical Laboratory, Carnegie Inst. of Washington, luglio 1920.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 29 genn. 1921].

NUOVE OSSERVAZIONI GEOLOGICHE SUL MONTE GARGANO

Nota di G. Checchia-Rispoli

Abbiamo visto lo sviluppo dei calcari ad *Orbitolina* del Cenomaniano nella parte settentrionale del M. Gargano [1]; nella presente Nota indicherò a grandi tratti i luoghi ove ho potuto segnalare la loro presenza nella parte centrale e meridionale del Promontorio.

Dalla masseria Giuffrida, fin dove sono stati di già indicati, gli strati cenomaniani, formati in prevalenza di calcari bianchi molto variabili di struttura, si estendono da una parte verso il bosco d'Umbra e dall'altra s'innalzano verso il M. Spigno ed il M. Croce, occupando l'ampia distesa pianeggiante detta *piano Canale*.

Il calcare d'Umbra è compatto, durissimo, di color bianco latteo e con frequenti inclusioni spatiche: esso contiene molte nerinee di grandi dimensioni, ma sempre allo stato di modelli. I soli fossili ben determinabili sono alcuni esemplari di *Ichthyosarcolites triangularis* d'Orb. di piccole dimensioni, che il prof. C. F. Parona ha voluto cortesemente esaminare. Debbo qui notare che i rappresentanti del gen. *Ichthyosarcolites* sono frequenti nel Cenomaniano del Gargano; il sullodato prof. Parona in un suo lavoro in corso di stampa ne ricorda altri due, cioè l'*I. bicarinatus* Gemmellaro e l'*I. tricarinatus* sp. nov. Ambedue sono silicizzati, fatto che si ripete spesso pei fossili del Gargano. I fossili indicati dal Parona fanno parte della collezione Costa

[1] V. *Osservazioni geologiche sul Monte Gargano*, Rend. d. R. Accad. dei Lincei, vol. XXVIII, 2° sem., 1919.

del Museo Geologico di Napoli e non portano indicazione di località.

Dai calcari della regione Umbra proviene pure una *Caprina* affine alla *C. communis* Gemm. del Cenomaniano.

* * *

Da piano Canale i calcari cenomaniani continuano a svilupparsi verso Monte S. Angelo formando quasi interamente il lungo sperone, che dalla Montagna degli Angeli (m. 886) si dirige in linea retta al mare, ove termina con la Punta Rossa, che è costituita, come è noto, di calcare del Luteziano molto fossilifero.

I calcari dei dintorni di M. S. Angelo, come quelli che si estendono a sud dell'ampio Vallone Carbonara, variano molto di aspetto. Predominano i calcari alquanto argillosi, terrosi, di tinta leggermente giallognola, in grandi masse oscuramente stratificate, i quali cominciano a mostrarsi verso Macchia al principio della salita verso M. S. Angelo. In alto però questi calcari cominciano a stratificarsi e a presentare degli interstrati di selce bruno-giallastra, che in seguito diventano molto regolari e frequenti. Tale *facies* del Cenomaniano ricorda un po' quella che il Neocomiano assume nel Gargano, al quale detti strati una volta furono riferiti; ma, come diremo in seguito, non solo questi calcari, ma tutto il complesso che forma lo sperone di M. S. Angelo, vanno a sovrapporsi ai calcari ad *Orbitolina*, che si sviluppano anche sul versante di sinistra del Vallone Carbonara.

Le trincee scavate sui fianchi del Vallone Portella per la rotabile Macchia-M. S. Angelo mostrano ripetutamente a varie altezze fasci dei sottili strati marnosi con selce e mostrano altresì il passaggio sia alle masse oscuramente stratificate, che ad altri calcari molto più tenaci, compatti e suberistallini anch'essi ben sviluppati e stratificati.

Il calcare marnoso a strati sottili si trova fino alla sommità della Montagna degli Angeli e la sua presenza a sì notevole altezza fece credere essere dovuta all'esistenza di una

frattura, la quale non esiste in quella serie affatto normale. Talora al passaggio tra gli strati calcareo-argillosi e quelli tenaci e suberistallini si osserva una minuta brecciolina a cemento marno-argilloso un po' verdiccio o giallastro contenente *Orbitolina*. Questa brecciolina non è invero molto sviluppata; essa è stata descritta come una brecciola apparentemente nummulitica.

Il calcare compatto passa lateralmente e gradualmente a minute breccioline calcaree a cemento facilmente disgregabile e talora farinoso. I frammenti cementati sono per lo più minuti avanzi di organismi irriconoscibili, solo le *Orbitoline*, per lo più di piccole dimensioni, sono intere e ben conservate. La varietà più farinosa e cementata è quella che localmente viene chiamata *tufo* ed è adibita per costruzione. L'abitato di M. S. Angelo verso il Belvedere è parzialmente situato su questa roccia, la quale si estende da una parte verso i ruderi dell'antico convento di S. Barnabeo e poi sin presso il Santuario di S. Maria di Pulsano e dall'altra, e maggiormente, verso le Coppe del Rizzo ad est di Montesantangelo, ove si trovano molte cave di tufo. Infine si hanno talora dei sabbioni calcarei bianchissimi sciolti, come quelli che compariscono qua e là in fondo e sulla sinistra del Vallone Carbonara. Dappertutto si raccolgono numerose e ben conservate *Orbitoline* di piccole e medie dimensioni.

Ricordiamo infine che andando da Macchia verso Mattinata appaiono delle brecciole durissime bucherellate prive di fossili determinabili, perchè ridotti a minuti frammenti. In una roccia quasi identica è scavata la storica grotta di S. Michele.

In tutta la formazione ora descritta i fossili sono rarissimi e finora non se ne conosceva alcuno. Le sole *Orbitoline* abbondano dappertutto specialmente nei calcari tufacei e nelle brecciole a cemento argilloso: esse sono da riferirsi all'*Orbitolina bulgarica* Deshayes e all'*Orb. Paronai* Prever. I migliori fossili del calcare compatto, che son riuscito a trovare, sebbene allo stato di modelli, sono alcune giganteschе conchiglie della *Ichthyosarcolites triangularis* d'Orbigny, che talora sorpassano mezzo metro di diametro. L'abbondanza di questi fossili e la forma caratteristica a spirale della valva maggiore sono valse a denominare la lunga e stretta vallecola di Stamporlando (cioè

stampo del cavallo di Orlando!), che s'inizia a sud-est dell'abitato di M. S. Angelo e scende al mare. Un enorme masso staccato dalle pareti della valle è zeppo di esemplari di questi fossili, i quali furono di già riconosciuti dal prof. L. Bucca sin dal 1881, che riferì quel calcare al Cenomaniano. Della indicazione del Bucca non è stato tenuto conto alcuno dai posteriori rilevatori del Gargano.

Tra i rari fossili dei dintorni di M. S. Angelo ricorderò infine una piccola *Rhynchonella* affine alla *Rhynch. compressa* d'Orb. del Cenomaniano, che si raccoglie nei calcari tufacei di Coppa Guardiola a sinistra del Vallone Carbonara.

I calcari cenomaniani formano, come ho detto, tutta la regione a sud del Vallone Carbonara sino al mare verso Macchia; ma io ho potuto segnalarli nelle regioni Scalogna, Belvedere, Rugiana, Rugianella, ad ovest di M. S. Angelo e nelle regioni Sedizie, Cavolecchia, Ceresa, sino alle falde occidentali del M. Croce e del M. Spigno. Essi presentano dappertutto una debole inclinazione che va dai 25° ai 30°, meno nelle larghe spianate degli altipiani ove sono quasi orizzontali. Procedendo poi dalla Punta Rossa verso S. Giovanni Rotondo, la pendenza varia lentamente da SE a SO, in altri termini pendono prima verso Manfredonia e poi verso la pianura pugliese.

* * *

Dai fatti esposti in questa e nella mia precedente Nota risulta il grande sviluppo assunto dalla formazione cenomaniana nel Gargano, alla quale debbono essere riferiti se non tutti, certo in grandissima parte, i calcari ritenuti una volta Giurassici e poi Urgoniani. Stabilita oramai la presenza di questo piano del Cretaceo sul Gargano, il compito futuro sarà quello di segnare i limiti della formazione dei calcari ad *Orbitolina*, specialmente verso ovest, ove non sono nemmeno abbozzati. Io ho potuto seguire in parte in questa direzione i calcari cenomaniani e riassumerò brevemente quanto m'è stato possibile osservare.

I calcari cenomaniani, per lo più oscuramente stratificati, passano nella parte superiore insensibilmente ad altri calcari d'aspetto un po' differente. Essi gradualmente cominciano ad assumere una tinta giallognola o rosea, la grana diventa più fina, e si manifesta una stratificazione che diventa sempre più marcata nelle parti superiori. Il passaggio graduale si osserva salendo le falde del M. Spigno (1010 m.), del M. Croce (987 m.), del M. Calvo (1056 m.), ecc.; il cucuzzolo di questi monti, come quello delle alture vicine, è costituito di sottili e regolari strati di calcari compatti, alla base un po' marnosi e intercalati a letti sottilissimi di marna variegata; i calcari sono di tinta grigia, ma spesso anche gialla o rosata.

I calcari gialli e rosati, che quando si trovano in strati di oltre un metro di spessore offrono una bella pietra da taglio ed ornamentale, si ritrovano in vari punti del Gargano sia nel versante meridionale, che in quello occidentale e sono quelli che si incontrano per i primi per chi volesse accedere al Gargano da Foggia, Sansevero e Apricena. Sono noti i famosi marmi descritti dal Pilla, i cui giacimenti più importanti sono quelli della Valle Viturro, a sud di S. Marco in Lamis.

In detti calcari io non ero riuscito finora a raccogliere alcun fossile. In strati però litologicamente e stratigraficamente corrispondenti a tutti questi ora descritti dei dintorni di Apricena, il prof. Parona fece conoscere sin dal 1911 la *Durania cornupastoris*, l'*Eoradiolites colubrinus* e l'*E.* cfr. *liratus*, che hanno permesso di stabilirne l'età turoniana.

In alcune recenti escursioni compiute nei dintorni di San Marco in Lamis, percorrendo la Valle della Torre, ho avuto la fortuna di trovare uno di questi strati gremito letteralmente di valve della *Chondrodonta sellaeformis* Parona, che in altre località italiane si trova associata alla *Chondr. Ioannae* Choffat nello stesso orizzonte del Turoniano inferiore.

I calcari a lastre (localmente detti *chianche*) sono sviluppati nei dintorni di Rignano Garganico (Centopozzi), al Monte di Mezzo, lungo la Valle di Stignano, nei dintorni di S. Marco, verso le Coppe di Mastro Stefano, ecc., fino ad Apricena, ed hanno la stessa pendenza e direzione dei sottostanti calcari del Cenomaniano.

Nei dintorni di S. Marco lungo la salita della Coppa di Mastro Stefano si osserva il passaggio laterale dei calcari a lastre ai calcari dolomitici e quindi alle vere dolomie. I primi strati anzi sono alternanti, ma procedendo verso nord le dolomie prendono il sopravvento. Nella presente breve Nota non posso dilungarmi a parlare di questa *dolomia occidentale* e della grande estensione che essa occupa in questa parte del Gargano. Ricorderò che essa presenta una struttura saccaroide, un colorito grigio o bruno e che percossa col martello sprigiona un forte odore di bitume. Qua e là poi si presenta polverulenta (localmente detta *arena*). Le trincee della rotabile S. Marco-S. Nicandro ora in costruzione mostrano chiaramente i passaggi tra calcari e dolomie, la cui età turoniana resta così indiscutibilmente stabilita.

Prima di chiudere la presente Nota debbo ricordare a proposito di fossili turoniani del Gargano che nelle collezioni del R. Ufficio Geologico si conserva da tempo una Rudista, proveniente dai dintorni di M. S. Angelo, che cortesemente il prof. Parona ha determinata per *Radiolites praegalloprovincialis* Tonc., specie del Turoniano e propriamente del Coniaciano inferiore. Io non sono riuscito ancora a raccogliere esemplari interi di questi fossili, per quanto abbia frequentemente potuto osservare che frammenti di rudiste abbondano in alcuni calcari compatti, di color grigio, di Coppa del Rizzo ad est di M. S. Angelo ed in quelli su cui sorge il Castello di Monte. Questi calcari occupano la parte più elevata di tutta la serie calcarea di Monte S. Angelo e furono ascritti di già al Turoniano: la posizione molto elevata di essi in quella serie sembrerebbe confermare tale riferimento.

Calcari un po' simiglianti a quelli ora descritti ma di tinta giallastra si trovano alla sommità della Montagna degli Angeli. Questi calcari sono fossiliferi, ma finora non mi è riuscito di raccogliere che frammenti di fossili, che si trovano per lo più silicizzati, e che per la cattiva conservazione non sono riuscito a determinare; i migliori che ho potuto isolare sono alcuni esemplari di una piccola *Requienia*, con tutte e due le valve, la quale però a giudizio del prof. Parona appartiene ad una nuova

forma (*R. Checchiai*). Data la mancanza di fossili di valore caratteristico sono dubbioso se riferire quei calcari alla parte più elevata del Cenomaniano o al Turoniano inferiore. Occorrono certamente nuove osservazioni su questi calcari elevati, i cui dati paleontologici sono invero ancora molto scarsi.

Roma, R. Ufficio Geologico, agosto 1920.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 31 genn. 1921].

DI UNA NUOVA FORMA DI PETTINIDE DEL MIOCENE MEDIO

Nota di G. Checchia-Rispoli

(Tav. VI)

Nei dintorni di Ripi (circondario di Frosinone) sono stati testè raccolti dall'ing. Mario Grossi del R. Ufficio Geologico due esemplari d'un grosso pettine appartenenti entrambi alla medesima forma, di cui quello figurato in fine di questa Nota quasi completamente conservato. Da notizie fornitemi dallo stesso ingegnere detti esemplari provengono da un calcare tenace, a struttura un po' grossolana, di tinta variabile tra il gialliccio ed il grigiastro, molto sviluppato nei dintorni di Ripi. Dallo esame di varie sezione sottili la roccia appare costituita di un impasto fortemente cementato di rametti di litolanni, di numerosissime globigerine e di altre forme basse di foraminifere, di piccoli radioli di echinidi regolari, di colonie di briozoari e di gusci di lamellibranchi. Questi ultimi sembrano rarissimi, tanto che, nel materiale avuto a mia disposizione, ho rinvenuto solamente due piccoli esemplari di un altro pettine, però allo stato di modelli, che ricordano i simili del *Pecten scabrellus*.

Il calcare di Ripi era finora ritenuto eocenico, ma io non sono riuscito a trovare alcun elemento che potesse giustificare tale riferimento cronologico. Invece esso mostra la più perfetta identità con alcuni calcari di già riferiti al Miocene medio e che sono estesamente sviluppati lungo la valle del Sacco. Il rinvenimento poi dei grandi pettini, i quali, per quanto non strettamente identificabili a specie note, mostrano i più forti rapporti con forme del Neogene medio, permette di considerare con buone ragioni il calcare in questione come un lembo della formazione

del Miocene medio dell'Italia centrale, che l'ing. C. Crema va ripetutamente segnalando in altri punti dell'Appennino.

Premesse queste poche notizie, passo brevemente alla descrizione del

Pecten (Grandipecten) Phrusinoniensis n. sp.

Conchiglia di medie dimensioni, mediocremente gonfia, inequivalve, subequilaterale, dal contorno subtriangolare e leggermente obliquo.

La valva destra è un po' più gonfia della sinistra, con l'apice poco ricurvo e non sporgente sulla linea cardinale che è rettilinea. Angolo apicale subretto (86°). Superficie ornata di grosse costole, di cui quattro più grandi, che invadono parte delle regioni laterali del guscio. Queste nella regione umbonale sono un po' arrotondate e sporgenti, poi, man mano che se ne allontanano, diventano sempre più basse e più piatte, assumendo una sezione rettangolare. Gli spazi intercostali sono pianeggianti ed alquanto più stretti delle costole.

Tanto le costole che gli intervalli presentano dei deboli solchi longitudinali, che cominciano a manifestarsi verso il primo terzo superiore, determinando delle costicine secondarie ben visibili, ma non molto marcate, e più accentuate verso il bordo palleale.

Le lamelle di accrescimento sono finissime, avvicinate, molto regolari, più forti e talora squamose verso il contorno.

Delle orecchiette è conservata solo la posteriore, che è alta, corta, un po' flessuosa, ed ornata, come la conchiglia, di deboli costicine radiali e di finissime lamelle di accrescimento.

La valva sinistra è un po' meno gonfia della destra ed ha l'angolo apicale di 93°. Essa presenta lo stesso numero di costole, che sono un po' più sporgenti e meno piatte. Queste sono ornate, nella metà superiore, di cinque serie di nodosità, non molto forti e crescenti di dimensioni a partire dall'apice.

Le costicine secondarie e le lamelle di accrescimento sono del tutto corrispondenti a quelle della valva destra.

Il diametro antero-posteriore è di mm. 108; quello umbo-ventrale di mm. 105; lo spessore delle due valve riunite è di mm. 54.

Osservazioni. — Tra le forme di *Grandipecten* [1] a costole nodose sulla valva sinistra, quella che ha i maggiori rapporti con gli esemplari descritti è il *Pecten Melii*, Ugolini del Miocene sardo [2]. Questo però, oltre ad essere più gonfio e ad avere l'apice più incurvato e sporgente, ha un contorno più orbicolare. Ma ciò che distingue maggiormente i due pettini sono la forma delle costole, più larghe ed arrotondate nel *P. Melii*, ed una ornamentazione in quest'ultimo (costicine secondarie, nodosità, lamelle di accrescimento) più marcata.

A questo pettine sardo l'Ugolini unisce l'esemplare illustrato dal Meli nel 1881, col nome di *P. Ponzii* [3], la di cui provenienza è stata in seguito fortemente infirmata dallo stesso prof. Meli [4].

Effettivamente i rapporti tra le due forme sono strettissimi sia per quanto riguarda lo spessore della conchiglia, che per la forma delle costole principali e per la marcata ornamentazione. Però l'esemplare descritto dal Meli, che ho creduto utile tornare a figurare meglio fotografando l'originale conservato presso l'Università di Roma, ha un contorno meno orbicolare, piuttosto subtriangolare e leggermente obliquo e le costole anche un po' più strette. Per questi caratteri esso si avvicina al pettine di Ripi, il quale, rispetto all'esemplare descritto dal Meli, è molto meno gonfio, ha la regione umbonale non sporgente, le costole appiattite e a sezione rettangolare, le costicine secondarie più deboli, le lamelle di accrescimento finissime e le nodosità della valva sinistra meno forti: caratteri questi che lo distinguono anche dall'esemplare sardo.

[1] Per la posizione sistematica ho seguito il Cossmann; v. Cossmann e Peyret, *Conchologie néogénique de l'Aquitaine* in Actes d. l. Soc. Linn. de Bordeaux, t. LXVIII, 1914.

[2] Ugolini R., *Monografia dei Pettinidi neogenici della Sardegna*, P. I, in Pal. Ital., vol. XII, Pisa, 1906.

[3] Meli R., *Sopra una nuova forma di « Pecten » dei depositi pliocenici di Civitavecchia*, Tip. Cecchini, Roma, 1881.

[4] Meli R., *Osservazioni sul « Pecten (Macrochlamys) Ponzii » Meli e confronti con alcune forme di Pectinidi che vi si collegano*, in Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XVIII, Roma, 1899.

Allo stato attuale delle nostre conoscenze data la scarsità del materiale, io propenderei a tener distinto il pettine di Ripi dall'esemplare sardo descritto dall'Ugolini e da quello illustrato dal Meli, il quale sembra inseparabile specificamente dalla forma sarda, nonostante le differenze su rilevate.

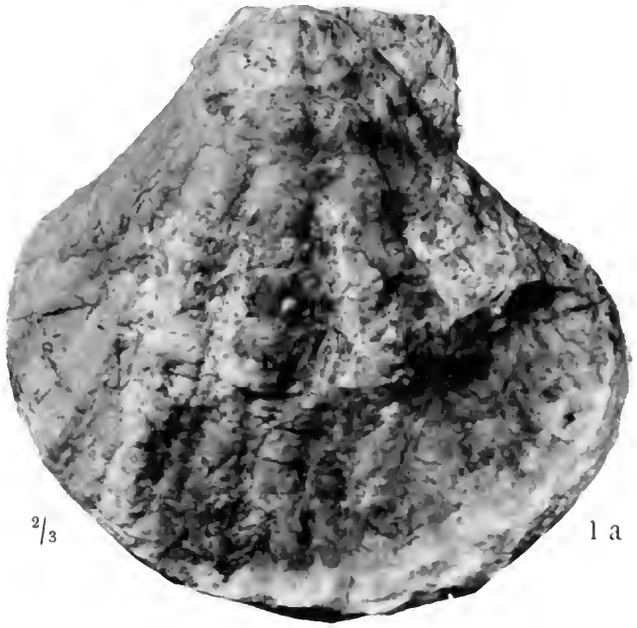
Roma, R. Ufficio Geologico, maggio 1920.

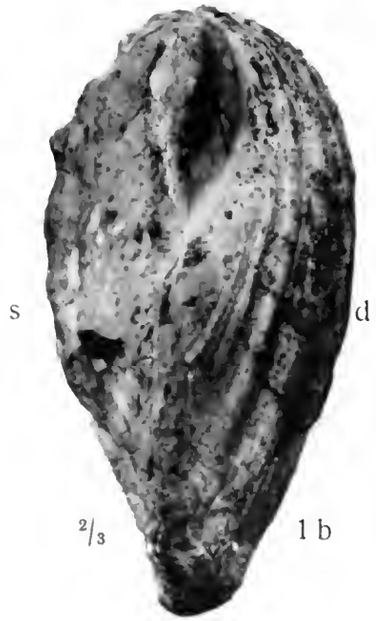
SPIEGAZIONE DELLA TAV. VI.

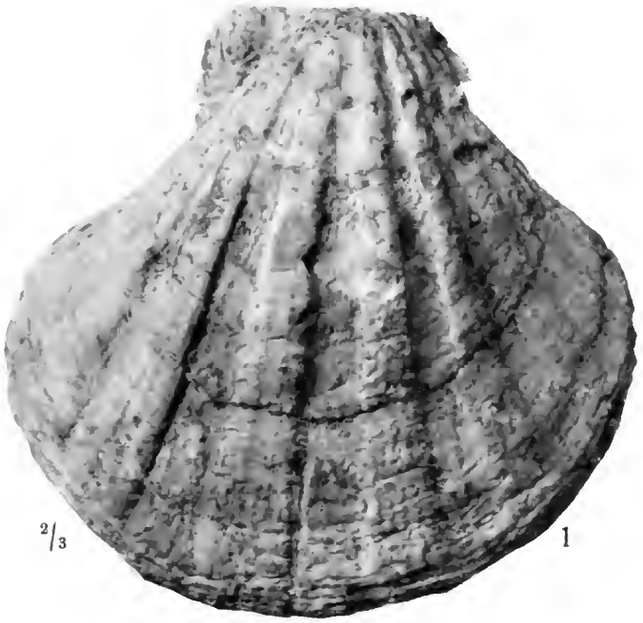
Fig. 1, 1 *a*, 1 *b*. — *Pecten Phrusinoniensis* sp. n., ridotto ai $^2/_3$ della gr. nat. *Loc.* Dintorni di Ripi.

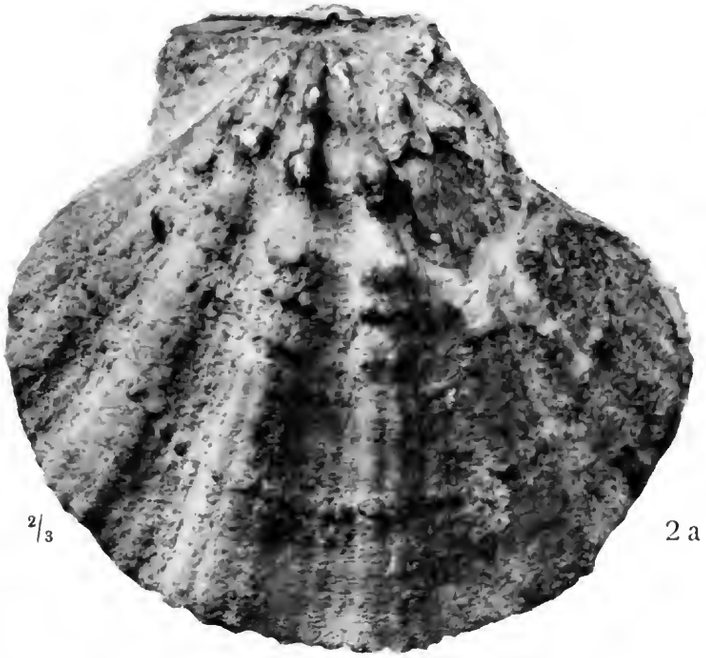
Fig. 2, 2 *a*, 2 *b*. — *Pecten Melii* Ugol., ridotto ai $^2/_3$ della gr. nat. Originale illustrato dal Meli e conservato presso l'Istituto Geologico della R. Università di Roma.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 30 genn. 1921].









Danesi-Roma

" TRACHYSPATAGUS LAMBERTI „
NUOVO ECHINIDE DEL MIOCENE SARDO

Nota di G. Checchia-Rispoli

(Tav. VII)

Echinide di grandi dimensioni, dal contorno ovalare, arrotondato avanti, ristretto e mediocremente intaccato indietro. Faccia superiore arrotondata, poco elevata, più declive nella parte anteriore che nella posteriore, che presenta nel mezzo una larga e debole carena, più accentuata verso il bordo. Contorno arrotondato. Faccia inferiore debolmente convessa, subcarenata sul plastron e fortemente depressa intorno al peristoma. Faccia posteriore ristretta, più intaccata in basso che in alto, un po'obliqua ed in gran parte occupata dal grosso periprocto.

Apice spostato avanti. Apparecchio apicale poco esteso, etmolise. Pori genitali ovali, tutti avvicinati fra di loro, gli anteriori di più dei posteriori. La madreporite si sviluppa largamente nella parte posteriore e termina in una punta ottusa. Ocellari pentagonali, con foro largo e trasverso.

Ambulacro impari del tutto superficiale, stretto, formato di placche tanto alte che larghe, con pori piccolissimi, disposti a paia obliqui verso la base; avvicinandosi alla fasciola i pori diventano meno eccentrici, senza diventare mai centrali. Sino alla fasciola per ogni zona ho contato 25 paia di pori.

Ambulacri pari bene sviluppati, lanceolati, allungati, con zone porifere larghe, subsuperficiali, e zona interporifera molto stretta e sporgente; gli anteriori chiusi all'estremità, i posteriori sembrano un po' meno. Inoltre gli anteriori sono più corti e più divergenti dei posteriori ed hanno l'estremità un po' fles-

suosa e rivolta avanti. La loro lunghezza è di mm. 52 e la massima larghezza di mm. 13, di cui soli mm. 5,5 per la zona interporifera. Pori esterni ovali, un po' virgoliformi, coniugati agli interni circolari per mezzo di un solco profondo. Ogni paio è separato dall'altro da una sporgenza costuliforme. Ogni zona porifera porta 40 paia di pori: quelli della zona anteriore sembrano più avvicinati e quindi la zona è meno lunga della posteriore.

Ambulacri posteriori più lunghi (mm. 60) e più larghi (mm. 15); le zone presentano 45 paia di pori, che sono più distanti fra di loro di quelli dei petali anteriori.

Fasciola peripetala ben marcata e stretta. Le due branche, dopo aver formato nella parte anteriore un angolo poco ottuso, scendono diritte verso le estremità dei petali anteriori e ad una certa distanza da questi si piegano bruscamente ad angolo retto e di nuovo scendono perpendicolarmente sino alle estremità dei petali posteriori. Poi, nell'interambulacro impari si spingono un po' obliquamente in alto, indi si piegano in basso formando proprio sulla larga carena un caratteristico seno a forma di U.

Peristoma fortemente spostato avanti e distante appena 25 mm. dal bordo anteriore: esso è grande, reniforme e munito di un largo e robusto labbro. I solchi del *trivium* che lo circondano sono triangolari: verso l'apertura si approfondiscono e si slargano tanto che i due pari raggiungono 10 mm. di larghezza. I peripodi nel II e nel IV ambulacro sono 10 per zona: il III ne presenta di meno, nel I e nel V sono ancora più distanti.

Periprocto grande, un po' ovalare: il suo asse maggiore misura 20 mm., il minore 16. Esso è situato alla sommità di un'area scavata nel mezzo della faccia posteriore.

Il plastron è di forma triangolare, stretto e termina posteriormente in un tallone arrotondato, circondato dalla fasciola sottoanale reniforme, molto sviluppata.

Tubercoli ineguali, perforati, crenelati ed i più grandi scrobicolati. Questi ultimi si mostrano di preferenza dentro lo spazio circoscritto dalla fasciola peripetala ed anche nella parte anteriore del guscio: sono molto distanti fra di loro e intramezzati da altri più piccoli in mezzo ad una fina granulazione miliare. Negli interambulacri posteriori e verso l'ambito i tubercoli sono

più omogenei, più piccoli e più vicini. Sulla faccia inferiore tornano ad essere disuguali e distanti fra di loro, eccetto nello spazio racchiuso dalla fasciola sottoanale, ove sono stretti, e sul plastron, ove sono seriati. Mancano quasi del tutto negli stretti ambulacri.

L'unico esemplare studiato misura una lunghezza di mm. 140, una larghezza di mm. 124 ed una altezza di mm. 64.

Rapporti e differenze. — Questo *Trachyspatagus*, che noi dedichiamo all'insigne paleontologo francese Jules M. Lambert, è diverso dal *T. tuberculatus* Wright, descritto e figurato per la Sardegna dal sig. Lambert nel 1909 [1]. Esso se ne distingue per la forma allungata e molto più ristretta indietro, per l'apice meno eccentrico, per la posizione dei pori dell'ambulacro impari, per i petali anteriori più flessuosi e molto meno divergenti, per le zone porifere più larghe e per le interporifere più strette, per il differente percorso della fasciola peripetala ed infine per il periproeto più arrotondato.

Il sig. Lambert riferisce gli esemplari sardi al *Brissus tuberculatus* Wright di Malta [2], per quanto la forma dell'echinide maltese, come scrive anche il Lambert, non possa bene apprezzarsi a causa del forte schiacciamento subito dal fossile [3]. A questa specie del Wright tanto il Pomel che il Lambert riferiscono il *Trachyspatagus Peroni* Cotteau (sub *Macropneustes*) del Miocene della Corsica [4] e della Sardegna [5], che Cotteau distinse dall'echinide maltese, oltre che per le maggiori dimensioni, per la forma più dilatata e meno ristretta posteriormente.

Questo carattere della forma del guscio secondo i due autori francesi non può invocarsi come distintivo, perchè la ristret-

[1] Lambert, *Description des Echinides fossiles des terrains miocéniques de la Sardaigne*, P. 2, pag. 103, pl. VIII, fig. 1-3.

[2] Wright, *On fossils Echinidae of Malta*, in Q. I. G. S., t. XX, pag. 486, tav. XXII, fig. 1, 1864.

[3] Lambert, *Description des Echinides fossiles de la province de Barcélone*, in Mém. Soc. Géol. d. Fr., t. XIV, pag. 120, 1907.

[4] Cotteau in Locard, *Description de la faune des terrains tertiaires moyens de la Corse*, pag. 323, pl. XV, fig. 4-5, 1877.

[5] Cotteau, *Description des Echinides recueillis par M. Lorisato dans le Miocène de la Sardaigne*, in Mém. Soc. Géol. d. Fr., t. V, pag. 51, 1895.

tezza della parte posteriore dell'esemplare di Malta è solo apparente.

L'esemplare corso figurato dal Cotteau paragonato con quello di Mores si distingue per il percorso della fasciola peripetalica molto più semplice, privo cioè della caratteristica piega ad angolo retto che si osserva al di sotto dei petali pari dell'esemplare nostro, per i petali più gracili, a zone porifere strette e superficiali ed interporifere larghe, come quelle del *T. tuberculatus* figurato dal Lambert, per i petali anteriori diritti ed aperti all'estremità. Altri confronti non sono possibili perchè tutti gli esemplari del Cotteau mancano della parte posteriore, per cui non si può giudicare nè la forma di questa parte del guscio, nè quella del periprocto.

Il *T. Peroni*, a giudicare dalla figura, è più arrotondato anteriormente, più dilatato nel mezzo; la parte posteriore sembra che non dovesse essere ristretta, perchè se un restringimento ci fosse, questo avrebbe dovuto di già cominciare a manifestarsi al di sopra dei petali pari posteriori, come avviene nell'echinide di Mores. In seguito il Cotteau, che esaminò esemplari dei dintorni di Cagliari (1895) simili al suo *T. Peroni*, rilevandone le differenze col *B. tuberculatus*, insiste sempre sulla forma subcircolare dei suoi esemplari. Al Pomel ed al Lambert, che considerano il *T. Peroni* come sinonimo del *B. tuberculatus*, si unisce anche il dott. Stefanini [1]. È certo che un giudizio esatto su tutti questi esemplari descritti dal Cotteau non si può dare, perchè incompleti o deformati. Però risulta che in Sardegna vi sono certamente due distinti *Trachyspatagus*: quello descritto dal sig. Lambert e quello descritto da noi.

Passando al confronto dell'individuo di Mores con altri *Trachyspatagus*, i rapporti sono più lontani. Il *T. oranensis* Pomel del Saaliano algerino [2], che è il tipo del genere istituito dal Pomel nel 1868, ha la faccia superiore molto più elevata, gibboso-conica, il contorno ovalare-angoloso, posteriormente troncato e non intaccato; i petali stretti e gli anteriori più flessuosi

[1] Stefanini, *Echinidi del Miocene medio dell'Emilia*, P. I. pag. 18.

[2] Pomel, *Paléontologie ou Description des animaux fossiles de l'Algérie*, 2e fasc., *Echinodermes*, pag. 30, pl. XVI, fig. 1-6, 1887.

ed arcuati, le zone porifere più depresse e strette e le interporifere più larghe, la fasciola priva della piega ad U ed infine il periprocto più circolare ed i tubercoli uniformemente distribuiti su tutta la faccia superiore.

Il *T. depressus* del Miocene algerino è circolare e molto depresso: le zone porifere sono strette, le interporifere larghe, la fasciola peripetala semplicissima e i tubercoli uniformemente distribuiti su tutta la faccia superiore, come nel *T. oranensis* [1].

Località. — Il *Trachyspatagus Lamberti* proviene dalla formazione miocenica dei dintorni di Mores in provincia di Sassari, da una località chiamata La Mandra, e fu raccolto dall'ing. Camillo Pilotti del R. Ufficio Geologico.

Roma, R. Ufficio Geologico, giugno 1920.

[1] Cotteau, Peron et Gauthier, *Echinides fossiles de l'Algérie, Terr. tert.*, X^e^ fasc., pag. 87, pl. I, fig. 4, 1885-91.

SPIEGAZIONE DELLA TAV. VII.

Fig. 1. — *Trachyspatagus Lamberti* Ch.-Risp. Ridotto ai $^2/_3$ della gr nat., visto di sopra.

» 1 *a*. — » » visto di sotto, ridotto ai $^2/_3$ della gr. nat.

» 1 *b*. — » » visto di lato, ridotto ai $^3/_4$ della gr. nat.

« 1 *c*. — » » visto dalla faccia posteriore, ridotto ai $^2/_3$ della gr. nat.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 30 genn. 1921].

2/3 1

3/4 1 b

2/3 1 a

2/3 1 c

Danesi - Roma

SUL RIVESTIMENTO CLORITICO DI CERTI CALCARI E SULLA PROBABILE ESISTENZA DI UN METAMORFISMO D'ATTRITO

Nota del socio dott. E. Fossa-Mancini

Nel percorrere i dintorni di Montefegatesi (provincia di Lucca) per studiare le condizioni geoidrologiche del monte Namporaia, ho osservato in più punti (poco sopra le Vigne, presso lo sperone di q. 616, negli immediati dintorni del paese e nel colle Tramonti) dei frammenti di calcare grigio compatto o minutamente brecciato ricoperti in certi tratti da una specie di vernice lucente di colore verde più o meno cupo, relativamente tenera, ma evidentemente assai più resistente del calcare agli agenti meteorici; infatti, in corrispondenza ad accidentali interruzioni del velo verde, dovute verosimilmente ad azioni meccaniche, il calcare si presenta profondamente corroso. Successive ricerche di laboratorio mi hanno mostrato che la vernice verde è costituita da una sostanza cloritica.

Desideroso di rendermi conto della disposizione e della formazione del singolare rivestimento, mi sono dato ad esaminare con cura gli affioramenti dei calcari grigi, ed ho avuto la fortuna di trovarne uno (presso il Càssaro, sulla mulattiera Montefegatesi-C. la Serra) in cui sono ben visibili i rapporti fra gli strati di calcare con vernice cloritica e le rocce giacenti immediatamente sopra e sotto.

Il Càssaro (q. 876) si trova sul fianco occidentale del monte Namporaia. Questo monte rappresenta l'estremità occidentale di un rilievo anticlinale prevalentemente calcareo che emerge dalla distesa di terreni più recenti, prevalentemente arenacei,

ed è troncato a mezzogiorno da una faglia. A somiglianza di molti altri ellissoidi appenninici presenta un nucleo di calcari in grossi banchi o a stratificazione indistinta [1] ed una porzione più esterna a strati piuttosto sottili. La parte più superficiale, che è quella che, dove non interviene la faglia, è regolarmente ricoperta dal macigno, è costituita da innumerevoli alternanze di strati sottili di diversa natura: calcarei, argillosi, diasprini. Appunto per il grande numero degli strati, per la loro limitata potenza e per la diversa natura di strati vicini, questa parte superficiale, o mantello, ha mostrato, sotto la spinta orogenica, una notevole plasticità; e mentre nel nucleo si sono formate poche ampie pieghe o sistemi di fratture, in questa parte più esterna si sono avuti scorrimenti e pieghettamenti [2]. Il fianco occidentale del monte Namporaia è appunto costituito da questa porzione superficiale o mantello che nel suo complesso si presenta inclinato piuttosto fortemente verso ponente. È notevole il fatto che, mentre la direzione degli strati si mantiene relativamente costante, l'inclinazione loro varia in grandezza e in senso rivelando l'esistenza di parecchie onde; alcune di esse, del resto, si vedono benissimo presso il torrente Fegana, al colle Tramonti, sulle sponde del rio Vogliana, e della parte alta del torrente Camaione. I profili costruiti in base alle mie osservazioni e misure mostrano una notevole somiglianza con alcune delle figure che illustrano le notissime esperienze di E. Reyer

[1] Veramente sembra che i terreni più antichi dell'ellissoide siano certi calcari marnoso-scistosi variegati che affiorano in pochi punti del letto e delle sponde del torrente Lima; ma questi affioramenti, di piccolissima estensione e potenza, possono essere trascurati in uno schizzo sommarissimo, come è questo, della tettonica della regione. Inoltre dubito che si possa trattare di un'apparenza fallace e che in realtà, grazie ad una complicazione stratigrafica (forse una piega-faglia coricata) in questi affioramenti vengano a giorno strati relativamente recenti.

[2] Ho notato e fatto notare analoghe condizioni tettoniche nel M. Sabotino (*Sorgenti di sbarramento di Marmorie e Brestie*, Memorie Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. XXXII, Pisa, 1919) e in diversi rilievi dell'Appennino umbro-marchigiano (*Lias e Giura nella montagna della Rossa*, ibidem, vol. XXX, 1915; *Studio geologico di tre sorgenti proposte per l'acquedotto di Jesi*, ibidem, vol. XXXI, 1916).

sul corrugamento per scorrimento [1] e coll'aspetto di una frana di scivolamento che ho recentemente studiata [2]. Questo mi induce a ritenere che la gravità abbia avuto una parte importante nella formazione delle onde; a confortare tale supposizione ho trovato prove di avvenuti scorrimenti sulle superfici di stratificazione e, nell'interno degli strati, parallelamente ad esse; ne parlerò fra breve.

Al Càssaro, e precisamente fra la casetta e il margine orientale della mulattiera, si osserva, dall'alto al basso, la serie seguente:

1. Grosso banco di brecciola calcarea nummulitica.

2. Scisti argillosi rossi alternanti con pochi strati sottili di calcare grigio. Potenza tre o quattro metri.

3. Un grosso strato di calcare grigio nummulitico che inferiormente appare frantumato e fa gradatamente passaggio ad una breccia ad elementi calcarei e cemento argilloso rosso; alla base la breccia fa passaggio, pure gradatamente, allo scisto argilloso; si ha così un unico banco, potente circa un metro e mezzo, che è calcareo e compatto nella parte superiore, argilloso e scistoso nella parte inferiore, brecciato nel mezzo.

4. Calcare grigio molto tenace, a grana minuta, un po' selcioso, alternante con straterelli scistosi-argillosi rossi. Potenza inferiore ad un metro.

5. Scisti argillosi rosso-scuri potenti diversi metri.

6. Pochi strati di calcare grigio compatto e tenace, ricoperti in certe superfici dalla vernice cloritica, alternanti con scisti argillosi rossi che talora presentano pure veli verdi della stessa sostanza.

7. Scisti argillosi e marnosi verde-scuri e nerastri.

Tutti questi strati sono in perfetta concordanza e pendono verso libeccio. Un po' più a levante della strada gli scisti 7 invertono l'inclinazione e rivelano l'esistenza di un piccolo anticlinale; più oltre, ad un livello stratigrafico un po' inferiore, af-

[1] Reyer E. (trad. Virgilio), *Esperimenti di geologia*, fasc. I, fig. 137-138, Torino, 1893.

[2] *Una frana per scivolamento presso Jesi (Ancona)*, Giornale di Geologia pratica, anno XV, fasc. I-II, Pisa, 1920.

fiorano i diaspri. Tanto questi quanto gli scisti e i calcari che alternano con essi sono, per me, eocenici; c'è però chi li ritiene cretacei. Come tali furono descritti questi diaspri di Montefegatesi da D. Pantanelli, che però non vi riscontrò fossili e spiegò tale assenza col profondo metamorfismo manifestamente subìto [1]; e come senoniano è segnato l'affioramento del Càssaro nel foglio 97 (S. Marcello Pistoiese) della Carta geologica d'Italia, rilevato da B. Lotti e D. Zaccagna. Qualche altra notizia sulla questione cronologica si trova nelle mie *Osservazioni su alcune sorgenti dei monti Pratofiorito e Namporaia* [2].

Per conoscere la composizione, la struttura e possibilmente l'origine della clorite, ho studiato alcuni frammenti del calcare da essa rivestito e dello scisto rosso con velatura verde, frammenti che ho tratto dalla zona mediana del gruppo 6.

Lo scisto argilloso, che, dove non è modificato, ha colore uniforme rosso-bruno-violaceo, appare come laminato; tanto le superfici di stratificazione che molte superfici di frattura pressochè parallele a quelle si presentano lucidissime e rigate da innumerevoli solchi paralleli; spesso anche coperte da un velo cloritico brillante, pure minutamente solcato. Si trovano spesso fra lamella e lamella dello scisto dei foglietti o delle lenticelle di calcite bianca.

Al microscopio lo scisto inalterato appare come una massa argillosa uniforme opaca e fortemente colorata in rosso bruno. Presso i punti dove (anche a notevole distanza dal calcare) si è formato il velo cloritico, la massa dello scisto mantiene invariato il suo aspetto microscopico, ma si presenta interrotta ed attraversata da venuzze di clorite, o di calcite, o di ambedue i minerali; in questo ultimo caso per lo più è la clorite che si trova a contatto dello scisto mentre la calcite riempie lo spazio centrale della fessura.

Il calcare grigio è assai compatto e tenace; si presenta in strati di mediocre potenza, interrotti talora da un doppio sistema di fratture, che li dividono in tal caso in tanti parallelepipedi.

[1] Pantanelli D., *I diaspri della Toscana e loro fossili*. Mem. R. Acc. Lincei, Cl. sc. fis. e mat., serie 3ª, vol. VIII, Roma, 1880.

[2] *Mondo sotterraneo*, anno XVI, Udine, 1920.

Al microscopio si mostra prevalentemente costituito da grani di calcite polisintetici. Ho notato poche foraminifere male riconoscibili per avanzata cristallizzazione (*Nummulitidae* e *Textularidae* indeterminabili anche genericamente).

La vernice cloritica ricopre una od entrambe le superfici di stratificazione e spesso anche alcune delle superfici di frattura; la sua formazione e deposizione è dunque posteriore all'azione meccanica che ha prodotto la rottura degli strati calcarei. Le superfici rivestite dalla clorite sono pianeggianti o dolcemente ondulate, brillanti, solcate da minute strie diritte e parallele oppure arcuate e concentriche, che sembrano testimoniare uno scorrimento sotto pressione, accompagnato nel secondo caso da una rotazione relativa. Esaminando una sezione normale al rivestimento cloritico si vede che la clorite forma un sottilissimo velo superficiale e che al disotto si ha una zona verdastra o bruniccia, d'apparenza granulosa, di spessore variabile (da uno a pochi millimetri), in cui il calcare appare notevolmente modificato. La durezza dello straterello cloritico superficiale è compresa fra 3 e 4.

Trattando con acido acetico o con acido cloridrico diluito dei frammenti di calcare ricoperti parzialmente dal velo verde, ho ottenuto la dissoluzione quasi completa del calcare non modificato (che ha lasciato pochissimo residuo pulverulento) e l'isolamento di una crosta superficiale costituita dal velo esterno, che questa prima operazione ha lasciato immutato, e dalla zona granulosa bruna o verdiccia sottostante.

Un ulteriore trattamento con acidi anche concentrati e a caldo ha mostrato che la vernice cloritica è decomposta dall'acido cloridrico e, in grado molto maggiore, dall'acido solforico, mentre la parte basale, granulosa, della crosta sembra inattaccabile o quasi.

Al microscopio la crosta appare nettamente distinta dal calcare sottostante. La clorite, da sola, costituisce uno strato superficiale sottile ma di spessore relativamente costante ed inoltre forma una zona continua alla base della parte modificata, cioè immediatamente a contatto del calcare normale; fanno eccezione pochi punti in cui si ha, fra clorite e calcare, intromissione di sostanza limonitica. Il resto della crosta è formato da una specie

di minutissima breccia; gli elementi di essa sono più piccoli dei grani del calcare e a contorni angolosi, ma quasi sempre sfumati e indecisi, come se fossero stati parzialmente digeriti dalla sostanza cementante; hanno colore giallo-olio o giallo-verdognolo a luce ordinaria e in luce polarizzata si comportano talora come minerali cristallini, talora come sostanza amorfa; mescolati ad essi, ma meno frequenti, si osservano dei granelli neri (probabilmente di magnetite) spesso circondati da un'aureola gialliccia limonitica: il cemento di questa breccia microscopica è costituito da particelle minutissime almeno in gran parte cloritiche.

La clorite che costituisce il velo superficiale (dove è distintamente fibrosa e colle fibre oblique rispetto alla superficie del calcare) e che prevale nella parte basale della crosta (dove ha aspetto di feltro) in certi punti è distintamente pleocroica (dal verde-mare al verde-giallognolo chiaro) e presenta i caratteristici colori anomali d'interferenza (azzurro-spigo); si può riferire al tipo pennina. Non si presta a precise determinazioni ottiche per la piccolezza degli elementi. I risultati dell'analisi chimica la dicono molto ferrifera.

La clorite che si trova in venuzze in seno allo scisto è sempre del tipo pennina, ed ha aspetto più distintamente fibroso; la direzione della fibrosità è all'incirca perpendicolare alle pareti delle fessure; la direzione d'estinzione sembra coincidere con quella d'allungamento degli individui. Quando la clorite, da sola, riempie una cavità dello scisto, si distingue spesso una parte centrale, incolora a luce naturale e con colori d'interferenza anomali a nicols incrociati, da una parte periferica verdognola a colori d'interferenza un po' meno bassi.

I veli verdi che spalmano alcune superfici di scorrimento dello scisto sembrano spesso costituiti da sostanza amorfa.

Per completare lo studio mi ero proposto di eseguire le analisi chimiche del calcare normale, dello scisto normale, della clorite e della parte sottostante della crosta. Non essendo però riuscito ad isolare questa ultima parte, mi sono dovuto accontentare di analizzarla unitamente alla clorite in quelle proporzioni in cui si trovano nel campione, dove lo spessore occupato

dalla sola clorite è molto minore di quello della sostanza granulosa.

	I.	II.	III.	IV.
Perdita per arroventamento	41,57	6,62	7,01	8,93
SiO_2	3,46	52,40	58,79	31,95
Al_2O_3	0,44	27,18	11,73	25,14
Fe_2O_3 } [1] FeO }	0,42	8,42	14,04	23,57
MnO	4,80	—	—	tr.
MgO	1,34	4,24	4,14	7,48
CaO	47,08	0,66	4,93	2,54
	99,11	99,52	100,64	99,61
P. sp.	2,67	2,63	2,34	? [2]

I. Calcare normale. II. Scisto normale. III. Porzione modificata del calcare (crosta) comprendente anche il velo cloritico. IV. Velo cloritico. — Tutte le polveri da analizzare erano state precedentemente seccate a 110°; in questa operazione il calcare normale I aveva perduto 0,08 % del suo peso, e lo scisto normale II 1,43 %.

Per l'analisi III mi sono servito di un frammento in cui la parte calcarea era stata disciolta in acido acetico e quindi rimossa con ripetuti lavaggi in modo da lasciare solo la sostanza cloritica e la crosta insolubile. Ho ottenuto la polvere per l'analisi IV raschiando con cautela con uno strumento smussato di bronzo la superficie verde brillante; poi ho trattato la polvere stessa con acido acetico e la ho lavata molte volte per decantazione per liberarla dalle particelle calcaree e argillose; ciò non ostante il valore un po' elevato della silice e la presenza di una quantità di calce relativamente forte sembrano indicare che la polvere analizzata non sia tutta clorite: forse il raschiamento ha distaccato anche delle particelle della crosta granulosa sottostante. Credo però che, malgrado la probabile presenza di queste particelle, i risultati dell'analisi IV possano dare una idea abbastanza approssimata della composizione media del velo

[1] Dosato tutto come Fe_2O_3.

[2] Il peso specifico della clorite, che non ho potuto determinare, deve essere piuttosto elevato, poichè per i frammenti di scisto che presentano veli cloritici ho trovato valori più forti (anche oltre 2,70) che per lo scisto normale.

cloritico. È certo che la clorite del Càssaro ha a comune con altre cloriti toscane (clorite del M. Pisano, analisi di Adelson Gherardi [1], in D'Achiardi A., *Mineralogia della Toscana*, vol. II, pag. 229, Pisa, 1873; clorite del Bottino, analisi di A. Funaro in Busatti L., *Note su alcuni minerali toscani*, III, Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. VII, pag. 195, Pisa, 1883) la povertà di magnesia e d'acqua e la presenza di un po' di calce; è invece meno ferrifera di quelle. Si noti però che nella clorite del Càssaro la percentuale dell'acqua deve essere notevolmente maggiore del valore trovato come perdita per arroventamento (8,93) a causa dell'ossidazione dei sali ferrosi, probabilmente abbondantissimi, che ha parzialmente compensato la perdita d'acqua; per la stessa ragione è un po' alta la percentuale del ferro. Se questo fosse tutto allo stato ferroso si avrebbe solo 21,21 di FeO e l'acqua, insieme ad una eventuale piccola quantità di CO_2, arriverebbe a 11,29. Non ho determinato il ferro ferroso perchè non sono riuscito ad isolare tanto minerale da poter effettuare anche questa ricerca.

La presenza di piccolissime quantità di manganese nella clorite e di una quantità rilevante nel calcare non fa meraviglia in una regione dove abbondano rocce manganesifere (particolarmente diaspri); alle falde del M. Pratofiorito, presso Palleggio, ho notato un affioramento di calcare nerastro che contiene una quantità di manganese anche maggiore.

Il calcare del Càssaro, che allo stato normale non presenta nessuna notevole particolarità, si muta in qualche cosa di molto singolare nell'immediata prossimità del velo cloritico, dove costituisce quella che ho chiamato zona granulosa; come ho detto, si tratta di una breccia microscopica in cui frammenti angolosi che sembrano derivati da frantumazione di grani di calcite (qualche frammento ne mostra ancora la caratteristica sfaldatura) sono cementati da una sostanza almeno in parte cloritica.

[1] Nel M. Pisano si hanno più tipi di cloriti; quelle studiate da E. Manasse (*Contribuzioni alla mineralogia della Toscana: Ripidolite di Calci e della Verruca*, Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. XV, pag. 29-31, Pisa, 1906) per la composizione, che si avvicina a quella della ripidolite normale, differiscono molto dalla clorite analizzata da A. Gherardi.

Ora il contegno della zona granulosa in presenza di acidi anche concentrati e caldi mostra che di calcite non ve ne è che pochissima; i risultati dell'analisi III (che per il prevalere in spessore della zona granulosa sul velo superficiale devono rappresentare con qualche approssimazione la composizione della prima) indicano che questa zona deve essere costituita per la massima parte da silicati e che forse è presente anche della silice libera; il basso peso specifico potrebbe essere un indizio della presenza di una certa quantità di silice colloidale. Tutto sembra provare che la porzione basale, insolubile, della crosta si sia formata per silicizzazione superficiale del calcare.

Nelle pagine che precedono ho esposto alcuni fatti che ho avuto occasione di constatare e che, a quanto credo, non hanno prima d'ora attirato l'attenzione degli studiosi. Vorrei ora tentare di spiegarli.

Secondo Van Hise [1], che fra gli autori che conosco è quello che più ampiamente ha trattato dell'origine di questi minerali, le cloriti possono formarsi per alterazione di diversi granati, pirosseni, anfiboli, miche, dell'olivina, della cordierite, della prehnite, della staurolite, della tormalina e della vesuviana. Lo studio dello scisto normale e del calcare normale mi autorizza ad escludere che in essi esistano, almeno in quantità apprezzabile, tali minerali. L'analisi chimica mostra però che i materiali argillosi e ferruginosi dello scisto potevano bene fornire gli elementi per la formazione di silicati ferromagnesiaci alluminiferi, idrati o no, quando si verificassero condizioni favorevoli.

Ora al Càssaro ho trovato veli di sostanza cloritica disposti parallelamente ai piani di scistosità (che erano stati anche piani di scorrimento) in seno a scisti argillosi impermeabili; ed ho osservato rivestimenti dello stesso minerale su calcari che presentavano superficialmente notevolissime modificazioni. Tanto i veli cloritici degli scisti che la vernice cloritica dei calcari presentano striature che sembrano tracce di un forte attrito subito;

[1] Van Hise C. R., *A Treatise on Metamorphism*, Monographs of the U. S. Geological Survey, vol. XLVII, Washington, 1904, pag. 275, 276, 287, 290, 302-304, 327, 328, 339-344, 345-347.

e certi pezzi di calcare, che presentano la vernice verde su due o più facce, hanno gli spigoli formati da queste facce sensibilmente smussati, ed in essi la vernice sembra più spessa. La parte superficiale, modificata, del calcare è tutta una minutissima breccia. Inoltre a pochi metri di distanza un grosso strato di calcare tenace, compattissimo nella sua parte superiore, inferiormente fa graduale passaggio ad una breccia costituita da frammenti di quello stesso strato tenuti insieme dai prodotti dello spappolamento degli scisti rossi giacenti al di sotto. Abbondano nei dintorni altri indizi di laminazioni e scorrimenti legati ai movimenti che hanno fatto sì che il mantello del M. Namporaia formasse la serie di pieghe che oggi vediamo.

Tutti questi fatti inducono a formulare due ipotesi che a prima vista non sembrano prive di verosimiglianza:

1.° Si può supporre che la clorite si sia formata a spese dello scisto quando e dove questo è stato privato di parte della sua silice con contemporanea riduzione di composti ferrici a ferrosi. Mi sembra probabile che una silicizzazione superficiale del calcare o totale di veli calcarei intercalati negli scisti abbia potuto determinare la separazione della sostanza cloritica. Sono anche inclinato a credere che la silicizzazione sia stata provocata o almeno favorita dal calore sviluppato dallo scorrimento degli strati in un movimento relativamente rapido (forse franamento). Questo spiegherebbe come negli scisti, dove i piani di scorrimento sono numerosissimi e quindi l'attrito è ripartito in tanti livelli, la clorite si trovi in frequenti e tenuissimi veli; e come invece alla superficie di grossi strati di calcare, rigidi e scabri, che dovevano presentare una resistenza assai maggiore, si siano prodotti effetti più notevoli. Il fatto che la clorite è un minerale idrato non mi sembra in assoluto contrasto coll'ipotesi che si possa essere formata sotto l'influenza del calore sviluppato dall'attrito; e questo anzitutto perchè, come mostra la piccolissima profondità a cui si è spinta la silicizzazione del calcare (che, come ho già detto, può ritenersi dovuta ad uno scambio chimico fra scisto e calcare reso possibile da particolari condizioni di temperatura e di pressione), la quantità di calore deve essere stata piccola; e poi perchè forse la temperatura raggiunta non è stata molto elevata; in ogni caso la massa degli

scisti che non ha risentito l'azione del calore deve aver impedito la fuga del vapor d'acqua.

Il processo chimico che ha condotto alla formazione della clorite e della zona granulosa sottostante si è certamente svolto dopo che il fenomeno meccanico di scorrimento e di laminazione era incominciato a manifestarsi e prima che avesse termine. Infatti il rivestimento cloritico non è limitato alle superfici di stratificazione, ma si estende anche ad alcune superfici di frattura; dunque è posteriore alla prima frantumazione degli strati di calcare. Inoltre la vernice e i veli cloritici sono normalmente solcati da numerose minutissime strie manifestamente dovute allo scorrimento; dunque un certo scorrimento ha avuto luogo quando la clorite era già formata. Questo non significa che la formazione del minerale debba essere stata istantanea; la frana di scivolamento presso Jesi, a cui ho già accennato, ha raggiunto il nuovo assetto d'equilibrio solo dopo otto mesi e in seguito ad opportuni lavori; eppure interessava solo la parte superficiale del terreno e per pochi ettari. Un fenomeno tanto più grandioso come il franamento del mantello del monte Namporaia può esser durato dei secoli; in questo lungo tempo vi saranno certo stati dei periodi particolarmente favorevoli a certe trasformazioni chimico-meccaniche.

2.ª Si può anche supporre che la clorite degli scisti e dei calcari del Càssaro sia secondaria e dovuta ad alterazione di qualche silicato ferromagnesiaco molto alluminifero preesistente, che si sarebbe formato al contatto degli scisti con strati o veli calcarei in seguito al calore sviluppato dall'attrito. Si sarebbero così avuti successivamente due (il primo e l'ultimo) dei tre processi che secondo Doelter [1] si manifestano nelle metamorfosi per contatto dei calcari: cioè prima la formazione caustica diretta di composti anidri, e poi a temperatura più bassa e per mezzo di soluzioni acquose la trasformazione in composti idrati. Avverto che, non avendo riscontrato alcun indizio dei presunti minerali prima formatisi, trovo questa seconda ipotesi meno attendibile della precedente.

[1] Doelter C., *Petrogenesis*, pag. 157, Braunschweig, 1906.

È notevole il fatto che tanti anni fa Paolo Savi, che è l'unico, per quanto so, che ha finora accennato alla presenza della clorite nei calcari [1], la spiegava appunto come un effetto di metamorfismo; e precisamente di metamorfismo di contatto.

Dunque, o esiste un modo diretto, sinora sconosciuto, per cui le cloriti si possono formare indipendentemente dall'alterazione dei minerali precedentemente enumerati, oppure dallo scisto argilloso ferruginoso si sono formati alcuni di quei minerali e più tardi si sono trasformati in clorite. In ogni caso sembra che si sia avuta formazione di nuovi silicati ferromagnesiaci alluminiferi in seguito allo scorrimento degli scisti sui piani di stratificazione e parallelamente ad essi, cioè per un vero e proprio metamorfismo dinamico (e secondariamente termico) in piccola scala, che si potrebbe chiamare « metamorfismo d'attrito ». La trasformazione superficiale del calcare fa pensare ad uno scambio chimico fra corpi solidi fortemente riscaldati, analogo fino a un certo punto a quello che si provoca fra carbone e ferro nei processi industriali di cementazione.

Istituto di geologia dell'Università di Pisa, luglio 1920.

[1] Savi P. (*Osservazioni geognostiche sui terreni antichi toscani*, Nuovo Giornale dei letterati ecc., n. LXIII, pag. 20, Pisa, 1832) ha trovato la clorite in certi « calcari plutonizzati » nella massa marmorea della Tambura (Alpi Apuane). Credo che la località precisa sia presso la cima del monte Focoletta.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 10 febbr. 1921].

GEOTETTONICA
DEL CAPO S. ANDREA E DEI MONTI DI TAORMINA [1]

Nota del socio S. Scalia

« Celui qui aspire à connaitre la vérité doit, au moins une fois en sa vie, s'appliquer à douter de tout ce qu'on lui a appris ».

Descartes.

Il piccolo promontorio del Capo S. Andrea, oltre ad essere uno dei luoghi più pittoreschi dei dintorni di Taormina, è anche forse il più interessante per la conoscenza geologica della intera regione, inquantochè, come fece bene rilevare Seguenza G., si trova in esso riassunta la geologia di quel vasto territorio, *svolgendovisi in poche spanne di terreno tutta intera la serie giurassica.*

STRATIGRAFIA.

Come risulta in gran parte dalle minuziose e pazienti ricerche di Seguenza G. e di Di Stefano G. che ho potuto controllare quasi punto per punto, e dalle mie osservazioni personali, la serie stratigrafica dei vari terreni del Capo S. Andrea è la seguente:

I. Eogiurassico (Lias).

1. Sinemuriano. — Calcari compatti, grigi, brunicci, nerastri, rossastri, giallicci, venati di spato, che costituiscono l'estrema

[1] La presente comunicazione è il riassunto di una memoria presentata all'Accademia Gioenia di Scienze Naturali in Catania.

punta sud-orientale del Capo. Un piccolo lembo di calcari fulvi, fossiliferi, del Sinemuriano superiore, si trova sospinto come una lama in parte sopra una stretta banda di calcari bianchicci neocomiani, visibili solamente sulla ripida scarpata settentrionale della parte interna del Capo, e in parte sugli scisti marnosi del Titoniano, i quali vi riposano anche sopra, sopportando a loro volta gli scisti con brecciole nummulitiche del Bartoniano, sul quale segue la formazione degli scisti lucenti.

2. Pliensbachiano. — Calcari con crinoidi, grigi, rossastri, rossi, per lo più marmorei e venati di spato, con articoli di crinoidi e brachiopodi (*facies* di Hierlatz). Questo membro si estende per tutta la parte frontale del Capo rivolta verso nord-est e ne costituisce il cocuzzolo più elevato (m. 69,50).

3. Toarciano. — Il Lias superiore è rappresentato da un piccolo lembo di marne scistose rosse alternanti con straterelli di calcare rosso macchiato di giallo-verdiccio, con *Harpoceras (Hildoceras) bifrons* Brug. sp., *Harp. Levisoni* Simps. sp., ecc., della potenza visibile di qualche metro o poco più, presso la piccola sorgente che si trova lungo il sentiero che conduce alla chiesa.

II. **Mesogiurassico** (Dogger).

I terreni appartenenti a questo sistema hanno al Capo S. Andrea uno spessore di pochi metri, ed i loro strati, che giacciono in discordanza sui calcari del Pliensbachiano, sono inclinati con forte pendenza ad ovest e diretti presso a poco da nord a sud.

4. Bajociano. — Costituito da calcari compatti, più o meno cristallini, rossi, rosei, biancastri, con articoli di crinoidi, *Rhynchonella Vigilii* Leps. e *Rh. Clesi* Leps.

5. Batoniano. — Calcari rossastri, giallastri, venati di spato e macchiati di bruno, marmorei, a volte anche brecciati, con *Posidonomya alpina* Gras e abbondanti rinconelle e terebratule della fauna degli scisti di Klaus.

III. **Neogiurassico** (Malm).

6. Oxfordiano. — Piccolissimi lembi di calcare rosso, compatto, con vene spatiche (zona con *Peltoceras transversarius* Quenst.).

7. Chimmeridgiano. — Residui di calcari marmorei rossi con crinoidi (zona con *Aspidoceras acanthicum* Opp.).

8. Titoniano. — La parte più alta del Neogiurassico è rappresentata da scisti marnosi rossi, giallicci, verdastri e grigi e da calcari con diaspri e piromaca di vari colori, con *Aptychus punctatus* Woltz, *Apt. Beyrichi* Opp., *Terebratula Bouei* Zeuchn. sp., *Belemnites tithonius* Opp., *Sphoenodus tithonius* Gemm., ecc.

IV. Eocretacico.

9. Neocomiano. — Fra i vari massi rotolati dall'alto che si trovano tra la spiaggia delle Anime del Purgatorio e la contrada Sorbo, Segnenza G. aveva osservato alcuni calcari che per la loro costituzione e per la presenza in uno di essi dell'*Aptychus Seranonis* Coq., egli aveva riferito al Neocomiano, ritenendo che tale piano fosse stato una volta rappresentato al Capo S. Andrea, e successivamente spazzato via dalla denudazione. Di Stefano G. negò la presenza di tale terreno al Capo S. Andrea, dove esso, contrariamente all'opinione di Segnenza G., esiste ancora in posto, ed è rappresentato da una stretta banda dei soliti calcari grigio-cinerei o biancastri e verdicci, con piromaca nera, che caratterizzano così bene il Neocomiano in tutto il Messinese.

Tali calcari presentano uno spessore variabile da poche diecine di centimetri fino a poco più di un metro, ed essi si possono seguire lungo la parete a picco che delimita a nord la parte interna del Capo, dall'angolo nord-orientale della spianata del Tondo, fin sopra la villetta delle Anime del Purgatorio, in corrispondenza della quale sovrasta di circa tre o quattro metri il sentiero che conduce alla chiesa. La detta striscia di Neocomiano è quasi del tutto inaccessibile coi mezzi ordinari, tranne che alle due estremità, ed essa è adagiata sugli strati rossastri del Titoniano, dei quali segue presso a poco tutte le ondulazioni. Alla parte superiore essa si mostra stirata e schiacciata dalla sovrastante massa dei calcari fulvi sinemuriani, la cui posizione molto anormale, fra strati più recenti, è stata variamente interpretata, rimanendo però fino ad ora assai oscura. De Loczy L., che nella primavera del 1913 ebbi il piacere di

accompagnare in varie escursioni nel Taorminese, vi scorgeva una *struttura a cannocchiale*, la cui origine tettonica rimaneva però sempre un enigma, a malgrado della frase espressiva che aveva solamente il difetto di non fornire alcuna spiegazione.

I calcari neocomiani, dei quali si trovano numerosi blocchi di varie dimensioni nei muri di sostegno che trattengono il terreno vegetale nella scoscesa del Sorbo, non compariscono affatto sulla ripida scarpata che delimita a sud la spianata del Tondo, dove i calcari sinemuriani vanno assottigliandosi mano a mano che si accostano alla spiaggia dei Pagliarelli, in vicinanza della quale presentano uno spessore di una quarantina di centimetri, per aumentare quindi fino a qualche metro o poco più sugli scogli vicini al piccolo scalo, aperto verso l'Isola Bella.

V. Nummulitico.

10. Bartoniano. — Sul lato occidentale della spianata del Tondo, agli scisti marnosi, senza fossili, del Titoniano, le cui testate erose dalle onde del mare quaternario costituiscono in gran parte quella tipica terrazza di dilavamento, dalla quale presso l'angolo nord-orientale sporgono appena di qualche metro alcuni massi di calcari fulvi sinemuriani, succedono marne scistose varicolori, con lenti e straterelli di calcari grigi o verdicci e di brecciole nummulitiche, che presentano frequenti venature spatiche bianche.

Tale piccolo lembo eocenico fu scoperto nel 1886 da Di Stefano G. [1] e formò oggetto, venti anni dopo, di una breve nota paleontologica di Checchia-Rispoli G. [2], il quale, sui campioni di roccia raccoltivi da Di Stefano G., potè determinare una faunula di foraminiferi dell'Eocene superiore. Quasi contemporaneamente alla scoperta del Bartoniano della scarpata occidentale del Tondo, fatta da Di Stefano G., Seguenza G. aveva indicato un piccolo lembo di altre marne scistose eoceniche, con calcari nummulitici presso la chiesetta di Capo S. Andrea.

[1] Di Stefano G., *Lettere sulla struttura geologica del Capo S. Andrea*, Nat. Siciliano, anno VI.

[2] Checchia-Rispoli G., *Sull'Eocene di Capo S. Andrea presso Taormina*, Rend. Acc. Lincei, Roma, 1906.

11. Oligocene. — Al piccolo lembo di sedimenti fossiliferi del Bartoniano sono intimamente collegate, e chiaramente sovrapposte sull'angolo sud-orientale del Tondo, arenarie scistose verdi-oscure o plumbee, le quali passano insensibilmente ad una potente massa di scisti argillosi, lucenti, plumbei o verdastri, rossastri, o violacei, molto ripiegati e contorti, attraversati sovente da filoncelli e venature di quarzo, e con intercalazioni di straterelli calcarei oscuri o turchini, e, più frequentemente, di strati arenacei scistosi o di quarziti assai compatte, variamente colorate.

Tale complesso di strati scistosi, di aspetto assai vetusto, è sormontato da un conglomerato rosso-vinaccia, ad elementi piuttosto piccoli e spesso tenacemente cementati da abbondanti idrossidi di ferro, sì da assumere l'aspetto di una anagenite di tipo antico, per cui tale conglomerato e le arenarie rosse alle quali spesso fa passaggio vennero dapprima ritenuti come appartenenti al *Buntersandstein*, al *New Red Sandstone*, al *Servino* della Lombardia, più tardi riferiti comunemente al Lias inferiore, e, recentemente, indicati col nome di *Verrucano*, nel senso di *facies* (Limanowski).

Secondo la maggior parte dei geologi essi rappresenterebbero l'inizio della trasgressione del Lias inferiore sugli scisti lucenti, che per la loro somiglianza litologica con gli scisti filladici paleozoici, o ritenuti tali, di altre regioni, e per conseguenza con scisti metamorfici più antichi, vennero riferiti dapprima al Carbonifero, poi al Siluriano o al Cambriano ed anche allo Archeano, da altri al Permiano o al Trias, e recentemente giudicati assolutamente Algonchiani [1].

Effettivamente, a rigore, essi possono considerarsi come *azoici*, nel senso che essi sono *privi di fossili*, ciò che a mio modesto giudizio non pregiudica in alcun modo la loro età geologica, la quale, a malgrado della mancanza di petrefatti, ci viene chiaramente dimostrata dalla loro *costante sovrapposizione stratigrafica ai calcari fossiliferi mesozoici e qualche volta anche al Bartoniano nummulitifero*, e ciò in perfetta armonia con la grande

[1] Cortese E., *I giacimenti metalliferi di Pazzano (Calabria)*, Rass. Min., Metall. e Chimica, Roma, 1920.

trasgressione postluteziana iniziatasi da un capo all'altro delle geosinclinali alpine e appenniniche, in vari punti delle quali si accumularono più o meno estesi e potenti depositi di scisti lucenti consimili *(schistes lustrés flyschoïdes* o *schistes lustrés supérieurs)*, che per il loro aspetto furono per lungo tempo ritenuti paleozoici o arcaici, e la cui età terziaria è ormai accertata indiscutibilmente.

Già nel 1891 Di Stefano G. e Cortese E. (*Guida geol. dei dint. di Taormina*) avevano notato come sotto M. Ziretto e al Capo S. Andrea il Titoniano viene a contatto con gli scisti lucenti, ossia con la così detta *filladé, in modo che questa sembrerebbe posar su quello,* come realmente vi posa, e credettero di darne una spiegazione plausibile ammettendo la presenza di una faglia verticale, assai poco convincente, negli scisti di sotto M. Ziretto. Gli stessi autori rilevarono anche che *lungo la via che sale a Portella del Feudo, in contrada Mairri e nel Vallone S. Venera si manifestano di nuovo gli scisti filladici tra l'Eocene e il Titonico o fra l'Eocene* [1] *e il Lias superiore* [2], senonchè, persuasi com'erano entrambi dell'alta antichità degli scisti, non apprezzarono al loro giusto valore tali fatti assai significanti, e gli scisti lucenti, cui anche la consuetudinaria denominazione di filladi ha contribuito non poco a farli ritenere molto antichi, vennero generalmente considerati, se non precisamente arcaici, quando meno assai probabilmente paleozoici. Tale persuasione generale, oltre che al loro ingannevole aspetto litologico, cui anche la presenza di vene o di filoni di quarzo contribuisce spesso a conferire un carattere di una vetustà assai maggiore di quella che essi realmente abbiano, è anche dovuta al fatto che, come ha fatto bene rilevare Limanowski M.: *en observant du théatre grec de Taormine les masses escarpées qui forment le Monte Ziretto et le Monte Venere, la roche de*

[1] Di Stefano e Cortese avevano attribuito all'Eocene il conglomerato della Mastrissa e del torrente S. Venera, ma, come potè dimostrare Limanowski, quel conglomerato è da riferirsi piuttosto al Miocene.

[2] Come ho potuto dimostrare in una precedente nota, in fondo al vallone S. Venera gli scisti lucenti si sovrappongono al Neocomiano, che ivi era stato in gran parte confuso col Domeriano, allora riferito al Lias superiore.

Castel Mola et de la forteresse sarrasine de Taormine, on a l'illusion de contempler les dépôts calcaires mésozoïques étendus en une simple couverture sur les phyllades paléozoïques. Cette couverture, déposée jadis horizontalement sur le fond de la mer, serait aujourd'hui plus ou moins ondulée et morcelée par les failles, conséquence de l'émersion [1].

Le cose però cambiano alquanto se, abbandonando quel magnifico punto di vista, si comincia ad osservare senza alcun preconcetto la realtà dei fatti salendo dal Sirina alla contrada Russeddu, o dal vallone S. Venera, o dall'Acqua dell'Orto, o dal vallone Conche e da Minnicino, verso l'arido capezzolo di Monte Venere.

Sul lato destro del Sirina, alle vigne di Bòttari, e tra Zia Agatina e Russeddu, immediatamente al disopra dei calcari neocomiani, si trovano sovrapposti gli scisti lucenti, i quali ne seguono tutte le ondulazioni degli strati più alti, e si spingono fino alla portella Mastrissa, in vicinanza della quale confinano inferiormente con sedimenti normali, costituiti da marne argillose verdastre, con galestri ed alberesi, che non differiscono affatto da quelli del tipico Eocene normale e che poggiano direttamente sul Neocomiano.

Le col de la Mastrissa est taillé dans les phyllades recouvrant le jurassique (tale era ritenuto da tutti, fino a poco tempo addietro, l'Hauteriviano di quei luoghi). *Ceux-ci* (le così dette filladi) *à partir de la Sirina jusqu'au torrent Santa Venera, apparaissent toujours entre la molasse et le mésozoïque constituant le pli couché. Ils forment une sorte de lame, séparant les deux terrains*, osserva Limanowski M., senonchè, persuaso anche lui dell'età preliasica degli scisti lucenti, e assolutamente convinto che, al pari di tutte le altre montagne del globo, i monti del Taorminese avessero dovuto necessariamente percorrere un lungo cammino avanti di fermarsi ove ora li vediamo, credette immediatamente di riconoscervi il fianco inverso della più grande tra le sue supposte pieghe coricate, mediante le quali egli volle tentare di spiegare la tettonica di quella regione.

[1] Limanowski M., *Sur la tectonique des Monts Péloritains dans les environs de Taormine*, Bull. de la Soc. Vaudoise d. Sc. Nat., 5e sér., vol. XLV, Lausanne, 1909.

In contrada Russeddu, tra gli scisti lucenti e il Miocene, si trova un conglomerato rosso, il quale passa insensibilmente alla grande massa del conglomerato mio-pliocenico della Mastrissa, in maniera tale che se ne possono trarre dei campioni per metà rossi e per metà grigio-giallastri. Tale conglomerato rosso si trova nella stessa posizione stratigrafica, rispetto agli scisti lucenti, di quello della contrada Buongiovanni, del Cocolazzo e di altri luoghi del Taorminese, nonchè di quello delle Pietre dell'Acqua, sotto Forza d'Agrò, di quello di Limina, ecc., riferiti tutti dapprima al Trias inferiore e poscia al Lias inferiore.

In contrada Russeddu tale conglomerato contiene numerosi ciottoli arrotondati di calcari mesozoici, precisamente come i conglomerati consimili di Limina e delle Pietre dell'Acqua, nei quali ho trovato diversi ciottoli calcarei con indubbi resti di fossili giura-liasici e cretacici, i quali ci attestano in modo evidente che i conglomerati che li racchiudono sono di età assai più recente dei calcari secondari.

Salendo dal vallone S. Venera all'Aja Chintrazza, tra il conglomerato mio-pliocenico della vallata dell'Alcantara ed i calcari neocomiani o giura-liasici delle pendici sud-occidentali del Serro Locarella, si trovano nuovamente gli scisti lucenti che dall'Acqua dell'Orto salgono poi in grandi masse per il Serro di Cali e per Mairri al Serro Francese e alle mandrie di Capo Rua, ad ovest di Monte Venere, ricoprendo il Neocomiano, e, dove questo manca, gli strati con diaspri del Titoniano, o le marne rosse toarsiane, o i calcari marnosi domeriani.

Al Serro di Cali tra i calcari neocomiani e gli scisti lucenti è interposta una zona di argille galestrine con alberesi, perfettamente uguali a quelle che si trovano sotto la portella Mastrissa, scendendo verso il Sirina. Alcuni lembi isolati di scisti lucenti riposano sul Neocomiano o sul Titoniano dei colli della Costa Masa e del Serro Ogliastro, a nord della Mastrissa, e sul Neocomiano della destra del Sirina, nella contrada S. Francesco di Paola, dove essi sono ricoperti da calcari arenacei, brunicci o rosati, e da conglomerati anagenitici rossastri probabilmente luteziani, e qua e là dai resti di ghiaie cementate quaternarie, che quando sono colorate da idrossidi di ferro assumono l'aspetto del conglomerato rosso pseudo-anagenitico.

Dalle mandrie di Capo Rua gli scisti lucenti si estendono alle Mole, al vallone Conche e Minnicino, e dalla contrada Strica, a ridosso di Monte Lapa, dove essi trasgrediscono sul Domeriano, al Monte Galfa, alle Pietre Bianche, a Maracà, a San Leo, a Limina ed oltre, sopportando sempre il conglomerato mio-pliocenico, estesamente sviluppato ad ovest, e qua e là, come a Limina, scisti arenacei e conglomerato pseudo-anagenitico rosso, che ad est e a sud del paese si carica di numerosi ciottoli di calcari secondari, e forse anche terziari, come parrebbe da certi piccoli ceritidi di tipo eo-miocenico, messi bene in rilievo su qualche ciottolo dalla lenta azione degli agenti atmosferici.

Tornando verso Taormina, gli scisti lucenti si ritrovano a Gallodoro, al Monte Castelluccio, a Postolione, a Saracena e a Petralia, tra Monte Venere e Monte Ziretto, a Lombàrdina, al torrente Màrica, a Meccimèo, al Monte Porretta, a Fontanavecchia, al torrente Mazzéo, sopra la galleria del Bove Marino, in contrada Marcellini, al vallone Mazzarò e a ridosso del Capo S. Andrea, *ovunque sovrapposti stratigraficamente sui terreni neocomiani o giura-liasici, più raramente sul Bartoniano nummulitifero.*

Difatti, discendendo da Monte Venere verso est, in contrada Candeliere, al disotto degli scisti lucenti e delle rocce annesse che esamineremo più avanti, si ritrova dapprima il Neocomiano, quindi il Titoniano e il Domeriano, il quale ultimo, ricoperto ancora in parte dagli scisti lucenti trasgressivi, risale fino ad una certa altezza le pendici occidentali del Monte Ziretto, il cui cocuzzolo pianeggiante è costituito da calcari fulvi sinemuriani, i cui strati pendenti ad ovest costituiscono la parte più antica di *un'altra serie mesozoica normale, che esclude assolutamente qualsiasi idea della presenza di pieghe.*

Discendendo ancora dal Monte Ziretto verso il mare, si vedono i calcari sinemuriani *sovrapposti tettonicamente* ad una piccola zona di conglomerato rosso, con la quale ha termine in alto una nuova serie di scisti lucenti, i quali in contrada Lombàrdina e a monte della stretta del torrente Màrica, si vedono chiaramente posare sopra un'altra serie normale, di calcari neocomiani e giura-liasici. Lo stesso fatto si ripete ancora una volta presso il mare, al Bove Marino, i cui calcari venati sinemu-

riani, ricoperti fino al ciglione dagli scisti lucenti, si accavallano presso la spiaggia sugli scisti marnosi varicolori del Titoniano, similmente a quanto avviene nella porzione interna del Capo S. Andrea, sotto alla spianata del Tondo.

Ancora più ad est del Bove Marino, nascosta sotto le onde azzurre dell'Jonio, trovasi la continuazione della serie giuraliasica della porzione media ed esterna del Capo S. Andrea e del promontorio di Castellaccio, come ci viene chiaramente indicato dalla natura rocciosa della quota batimetrica 121 [1] a 700 metri dalla spiaggia, nonchè dal piccolo lembo di Batoniano ammonitifero dello scoglio dello Zio Gennaro, che ha cominciato a sollevare il capo dalle onde verso la fine del quaternario.

Arcose, quarziti scistose ed arenarie con stipiti, associate agli scisti lucenti. — Muovendo dai Cappuccini di Taormina, oltre il pittoresco torrentello di Fontanavecchia, lateralmente ai calcari neocomiani con piromaca nera che formano come un torrione sulla destra del torrente Màrica, seguono in contrada Meccimèo pochi metri di calcari marnosi giallastri, in straterelli alternanti con marne dello stesso colore, nei quali ho trovato piccole *Exogira* affini alla *Ex. Couloni* d'Orb. e altri resti indeterminabili di bivalvi di tipo neocomiano. A tali calcari giallastri che si mostrano sulla sinistra del sentiero, avanti di raggiungere il sommo della collina rocciosa, sovrastano arenarie scistose verdi-oscure o plumbee, le quali somigliano perfettamente a quelle che al Capo S. Andrea sono intimamente collegate alle brecciole nummulitiche del Bartoniano. In tali arenarie ho trovato una *Vaginella* molto affine alla *Vag. depressa* Daudin, ad ogni modo sicuramente terziaria.

Come al Capo S. Andrea, così anche nella contrada Meccimèo, tali scisti arenacei, di aspetto psammitico, passano gradatamente verso l'alto a scisti argillosi lucenti, plumbei, o violacei, con quarziti, i quali sopportano la brulla massa del Monte Porretta, costituita da una roccia scistosa, spesso compatta e assai tenace, o anche terrosa e franosa, ad elementi più o meno

[1] Istituto idrografico. Costa Orientale di Sicilia da Taormina a Capo Molini, 1888.

minuti od anche piuttosto grossolani, prendendo allora un aspetto quasi anagenitico.

Tale roccia si presenta spesso di un bel colore verde-pisello, oppure bianchiccia, giallastra, rossastra ed anche violacea, ed è stata indicata volta a volta come *felsite* di età siluriana, se non cambriana, come *scisto sericitico* arcaico, come *besimaudite* permo-triasica, o come *rocce eruttive chiare, poco metamorfosate*, coeve delle filladi.

Esaminando al microscopio tale roccia si vede chiaramente che essa è un'arenaria (arcòse) con elementi feldspatici, quarzosi e micacei, variamente alterati, come può dedursi facilmente anche dalla descrizione che a suo tempo ne diede Bucca L., il quale la paragonò agli *scisti sericitici* del Taunus. Presso il cimitero di Castelmola, per la graduale scomparsa del feldspato, l'arcòse passa ad una quarzite chiara, leggermente giallastra o verdiccia, mentre ad est del Monte Venere essa passa gradatamente a un vero macigno con *stipiti*, di tipo prettamente terziario. L'arcòse si trova discretamente sviluppata anche presso la costa a nord-ovest del promontorio di Castelluccio, in contrada Marcellini, sotto l'ampia terrazza quaternaria di Piano Porto, e si manifesta per largo tratto lungo la stradetta che dal cimitero di Taormina conduce presso la foce del torrente Màrica. Anche in contrada Marcellini l'arcòse si mostra associata agli scisti lucenti, i quali presso il promontorio di Castelluccio si vedono chiaramente sovrapposti agli scisti marnosi varicolori eocenici che alla lor volta posano sui calcari fulvi sinemuriani, i quali spuntano qua e là anche lungo la trincea della via ferrata e al valloncello della Castagna, sulla destra del torrente Màrica.

Al pari degli scisti lucenti che ripetono la loro origine dal disfacimento di scisti cristallini preliasici, dei quali per conseguenza conservano l'aspetto litologico dovuto anche alla successiva laminazione ed ai grandi contorcimenti causati dalle enormi pressioni subite durante il diastrofismo orogenetico, così anche l'arcòse ebbe certamente origine dal disfacimento di masse gneissiche o granitiche, delle quali conserva gli elementi variamente alterati.

Per la loro chiara sovrapposizione agli scisti marnosi varicolori bartoniani del Capo S. Andrea, gli scisti lucenti sono per-

tanto da riferirsi in gran parte all'Oligocene, benchè non possa escludersi in modo assoluto che la loro deposizione possa essersi iniziata verso la fine dell'Eocene. Il fatto poi che essi si trovano spesso a ricoprire direttamente i calcari neocomiani o giuraliasici, giova a confermare maggiormente l'idea che l'accumularsi dei loro potenti depositi dovette aver luogo durante la grande trasgressione verificatasi nel periodo oligocenico nelle zone esterne dei piegamenti antichi.

Tale età recente delle così dette filladi del Taorminese e delle rocce annesse non deve sorprenderci soverchiamente, essendoci perfettamente nota l'età eo-oligocenica di scisti lucenti consimili *(schistes lustrés flyschoïdes, schistes lustrés supérieurs)*, tanto nelle Alpi che nell'Appennino Ligure e nell'Appennino meridionale, dove essi furono per molto tempo confusi con formazioni simili di età mesozoica o paleozoica, e perfino arcaica.

In conseguenza di che, il conglomerato rosso, con o senza ciottoli di calcari mesozoici, indubbiamente più recente, non può appartenere che all'Oligocene superiore o al Miocene inferiore, e assai probabilmente esso rappresenta in Sicilia i consimili conglomerati e le arenarie rosse della Calabria che De Stefani C. e Fucini A. hanno riferito al Tongriano o all'Aquitaniano.

VI. Pliocene.

12. Astiano. — Il Pliocene superiore è rappresentato al Capo S. Andrea da un calcare giallastro concrezionato, con *Isis melitensis* Goldf., che si trova presso la chiesa e ad ovest della cresta più elevata del Capo.

A nord della punta di S. Andrea nel luogo detto il Cardillo, il Pliocene superiore è rappresentato da incrostazioni di calcari sabbiosi giallastri molto fossiliferi.

VII. Postpliocene.

13. Siciliano. — Al Postpliocene marino sono da riferirsi le sabbie che incrostano i calcari concrezionati dell'Astiano presso la chiesa, e che contengono numerose conchiglie appartenenti a specie viventi. In tali sabbie Seguenza G. notò la presenza di abbondanti ceneri vulcaniche.

VIII. Recente.

Depositi recenti si trovano alla spiaggia delle Anime del Purgatorio e sono rappresentati da ghiaie fortemente cementate. Al periodo attuale appartengono le ghiaie e le sabbie marine della spiaggia di Mazzarò e della spiaggia dei Pagliarelli.

TETTONICA.

Stabilito così l'ordinamento stratigrafico dei vari terreni del Capo S. Andrea, e in generale di tutto il territorio di Taormina, dove però trovasi molto sviluppato il Domeriano che manca o non è visibile al Capo S. Andrea, risulta assai chiaramente che *invece di una apparente copertura di calcari mesozoici sulle cosidette filladi, ritenute paleozoiche o arcaiche, si ha una reale e assai estesa copertura di scisti lucenti terziari trasgressivi sul Bartoniano, sul Neocomiano, o su uno od un altro dei vari terreni della serie giura-liasica.*

In conseguenza di ciò la tettonica di quella regione, finora così oscura ed inestricabile, diventa di una chiarezza e di una semplicità assai sorprendenti, potendosene facilmente spiegare il motivo fondamentale mediante ripetuti ricoprimenti per faglie oblique inverse, delle quali non c'è dato poter precisare i luoghi d'origine, seppelliti nel grembo imperscrutabile dei monti. Tali faglie dovettero necessariamente aver luogo nelle masse calcaree mesozoiche, più rigide e più profonde, anzichè negli scisti lucenti terziari, più plastici e più superficiali, la cui copertura venne successivamente squarciata dalle sottostanti zolle calcaree, le quali, sospinte ulteriormente dalle forze orogenetiche, finirono per accavallarsi varie volte sui terreni più recenti, *la cui sottoposizione anormale ai calcari mesozoici è quindi dovuta alla struttura tettonica e non ad una normale successione stratigrafica*, come si era da tutti ritenuto.

Numerose faglie normali, pressochè verticali o poco inclinate, assai evidenti, ma di secondaria importanza, per quanto talvolta siano avvenuti lungh'esse grandiosi spostamenti di masse, hanno spezzettato posteriormente le grandi zolle dei calcari mesozoici,

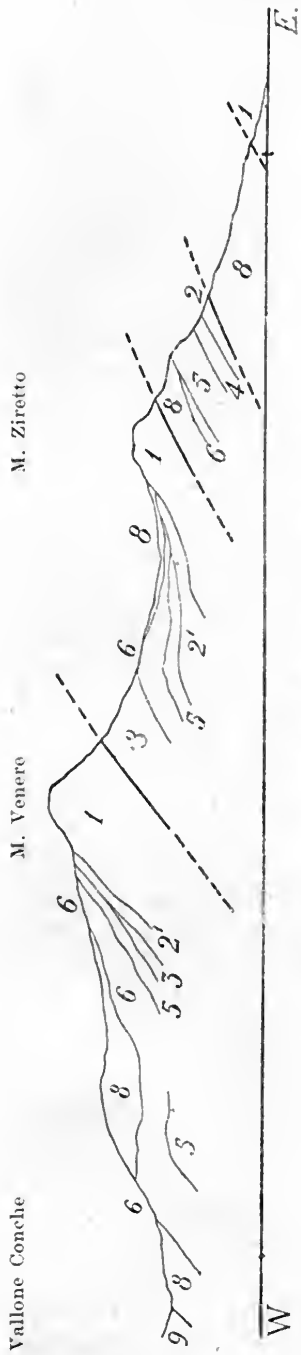


FIG. 1. — Sezione dal Vallone Conche al mare.

1. Sinemuriano; 2. Pliensbachiano; 2'. Domeriano; 3. Toarsiano; 4. Dogger; 5. Titoniano; 6. Neocomiano; 7. Bartoniano (non è presente nella sezione); 8. Oligocene (scisti lucenti); 9. Mio-pliocene (conglomerato della valle dell'Alcantara e del M. Mastrissa.

--- ——— --- Superfici di accavallamento

durante i movimenti epeirogenetici susseguenti, complementari del grande dislocamento orogenetico.

Cadono così d'un tratto gli ipotetici e insostenibili carreggiamenti di inesistenti pieghe d'ignota provenienza e le immaginarie radici lontane, e le cerniere e le finestre tettoniche, e i fantastici scavalcamenti, e le supposte fitte pieghe rovesciate verso il mare, tutti infine gli espedienti coi quali si era tentato di spiegare la struttura tettonica di quella interessante regione, la cui investigazione, fondata essenzialmente sul comune preconcetto della maggiore antichità degli scisti lucenti e su particolari preconcetti tettonici, presentava invero complicazioni straordinarie, non essendo possibile spiegare i fatti, sia mediante troppo semplici e alquanto inverosimili faglie normali proprio in corrispondenza dei plastici scisti, sia per mezzo di immaginarie pieghe più o meno coricate o rovesciate in un verso o in un altro, che non esistendo sul terreno riusciva impossibile raccordare in artificiosi profili.

* * *

Al Capo S. Andrea, il motivo tettonico più interessante, in perfetta armonia con quello fondamentale di tutta la regione, è dato dall'accavallamento del piccolo lembo di calcari fulvi

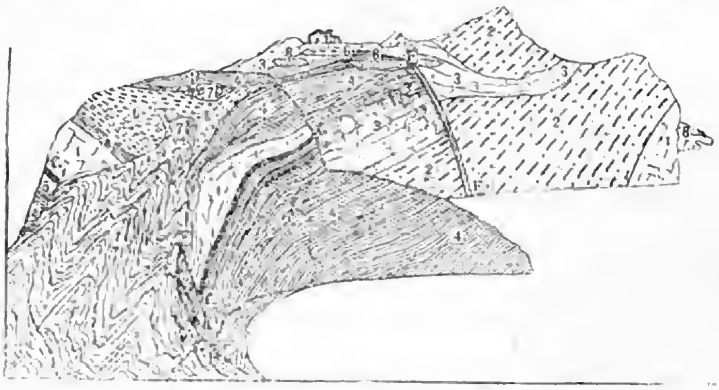


Fig. 2. — Il Capo S. Andrea visto dalla contrada Buongiovanni.

1. Sinemuriano; 2. Pliensbachiano; 3. Dogger; 4. Titoniano; 5. Neocomiano; 6. Bartoniano; 7. Oligocene (scisti lucenti); 8. Pliocene.

f-f-f. superficie di accavallamento. F.F; F.F; F.F. piani di taglia.

sinemuriani, in parte sui calcari selciferi del Neocomiano e in parte sugli strati con *Aptychus* del Titoniano.

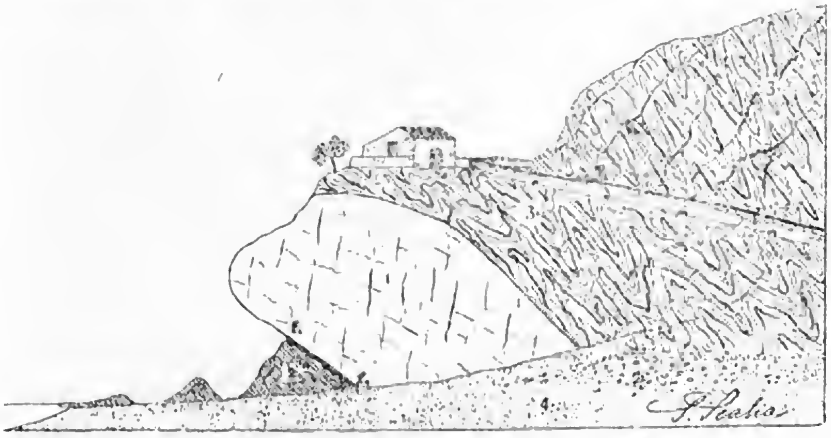


Fig. 3. — Il ciglione del Bove Marino visto dal Nord.

1. Sinemuriano; 2. Titoniano; 3. Oligocene (scisti lucenti); 4. Spiaggia attuale.

f. f. superficie di accavallamento.

Oltrepassato l'incantevole seno falcato di Mazzarò tale accavallamento si manifesta nuovamente presso la svolta dello stra-

dale, a tergo del promontorio di Castelluccio, e si può seguire anche lungo la trincea della via ferrata, a nord della galleria. Esso è poi evidentissimo alle grotte del Bove Marino, la più settentrionale delle quali è in parte scavata negli scisti titoniani e in parte nel calcare venato sinemuriano, chiaramente accavallato su quelli.

Al Bove Marino il calcare sinemuriano è percorso da diverse fratture perpendicolari alla costa, lungo le quali sono avvenuti piccoli spostamenti e scorrimenti orizzontali, il più vistoso dei quali si osserva presso la villa Spisone, in corrispondenza dell'apertura meridionale della galleria del Bove Marino, i cui calcari sinemuriani sono spostati di una ventina di metri verso il mare, rispetto a quelli della Scoppa S. Antonio che sorge ad ovest dello stradale. Ancora più a nord del Bove Marino, al disotto degli scisti lucenti affiorano nuovamente i calcari venati sinemuriani, i quali seguono presso il casotto ferroviario 292 + 133, ad est del quale costituiscono un piccolo gruppo di scogli presso la spiaggia.

Numerose fratture secondarie, perpendicolari alla costa e con spostamenti varii di strati sono state notate da Seguenza L. al promontorio di Castelluccio e sulla costa contigua.

Anche al Capo S. Andrea si hanno vari spostamenti pressochè verticali in corrispondenza di faglie normali, la più importante delle quali, ad andamento curvilineo, con la convessità rivolta a sud-est, è abbastanza appariscente al Trabese, da dove si dirige verso la chiesa, in prossimità della quale ripiega a nord, verso il Sorbo. È precisamente lungo tale frattura che i calcari del Sinemuriano e quelli del Pliensbachiano della porzione frontale del Capo si sono spostati in alto rispetto al Dogger e al Malm della porzione mediana.

Altre piccole fratture coniugate, pressochè parallele alla costa e un po' inclinate verso ovest, si notano in corrispondenza della porzione più interna del Capo, ad ovest della spianata del Tondo. Esse si scorgono assai chiaramente ad est della casetta che sorge presso la spiaggia dei Pagliarelli. Tali fratture si trovano precisamente al posto primieramente indicato da Seguenza G. per lo spostamento delle *filladi* sulla serie mesozoica, e un piccolo spostamento degli scisti lucenti esiste realmente, subordinato a

quello dei calcari e degli scisti mesozoici e bartoniani, però in senso precisamente contrario a quello supposto dai vari autori, e cioè dall'alto in basso anzichè dal basso in alto.

In corrispondenza di queste fratture si possono infatti osservare i calcari fulvi sinemuriani accavallati sugli scisti tito-

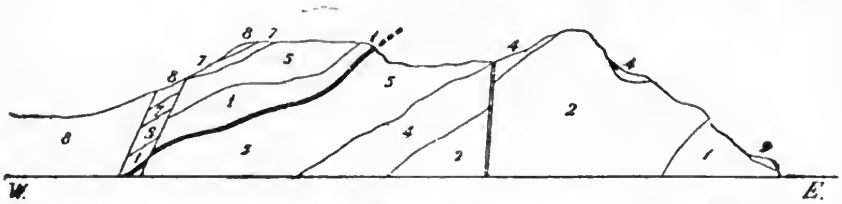


Fig. 4. — Sezione del Capo S. Andrea (lato meridionale).

1. Sinemuriano; 2. Pliensbachiano; 3. Toarsiano (manca nella sezione, ma trovasi sul lato settentrionale); 4. Dogger; 5. Titoniano; 6. Neocomiano (manca nella sezione, ma trovasi sul lato settentrionale); 7. Bartoniano; 8. Oligocene (scisti lucenti); 9. Pliocene.
——— - - - superficie di accavallamento

niani e spostati in basso rispetto al lembo sinemuriano del fianco meridionale della spianata del Tondo inclinato verso sud-ovest, ed essi sono egualmente ricoperti dai soliti strati titoniani e bartoniani e infine dagli scisti lucenti, assai ripiegati e contorti, che di là si estendono sulla costa contigua per la contrada Buongiovanni.

Un'altra faglia normale, diretta quasi da est ad ovest, perpendicolarmente alla costa, ha dato origine all'appicco settentrionale della spianata del Tondo, separando il Capo S. Andrea dal promontorio di Castelluccio, ed è precisamente grazie a tale faglia che presso la piccola sorgente si vedono per breve tratto allo scoperto le marne e i calcari rossi del Toarsiano, mentre gli scisti marnosi grigio-giallastri del Titoniano, in gran parte abrasi dal mare, si trovano spostati in basso lungo la spiaggia delle Anime del Purgatorio, presso la quale si scorgono anche, mezzo seppelliti dalle sabbie recenti della spiaggia di Mazzarò, i residui del lembo sinemuriano di ricoprimento, i cui strati inclinati verso il mare sporgono dalle onde in prossimità della spiaggia, allo scoglio della Vecchia.

È evidente che tanto questa, come le faglie coniugate parallele alla costa, sono posteriori all'accavallamento dei calcari sinemuriani sugli scisti titoniani o sui calcari neocomiani, e che,

al pari dell'altra che si osserva ad ovest della chiesa, esse rientrano nel novero delle faglie di assestamento, originatesi nelle rigide masse calcaree durante i movimenti epeirogenetici susseguenti al grande diastrofismo orogenetico.

* * *

Similmente, il motivo tettonico fondamentale, dal quale ebbe origine la caratteristica struttura imbricata delle pittoresche montagne di Taormina, è dato da altri ricoprimenti della serie mesozoica sugli scisti lucenti eo-oligocenici o sui conglomerati rossi aquitaniani. Tali ricoprimenti, dovuti evidentemente a faglie inverse più o meno oblique, sono diretti da ovest-sud-ovest ad est-nord-est, ed essi non sono tali da giustificare in alcun modo le ipotesi di lontani carreggiamenti e tanto meno di grandi scorrimenti orizzontali *(décrochements)* dell'intera regione peloritana verso nord, parallelamente alla estrema punta della Calabria, tanto più che a Forza d'Agrò, al Capo S. Alessio e al Belvedere, presso Nizza di Sicilia, ricoprimenti consimili sono diretti da nord-est a sud-ovest, cioè in senso opposto ai ricoprimenti del Taorminese.

Essi dovettero aver luogo piuttosto superficialmente, per quanto le larghe ondulazioni in direzione est-ovest delle masse calcaree e la presenza di qualche piccola sinclinale strozzata, quale è quella che si osserva salendo dal cimitero di Castelmola alle Punte Carnevale, ci indicano chiaramente che piegamenti di qualche importanza dovettero verificarsi in profondità, anteriormente al grande diastrofismo orogenetico che impresse più tardi il suo carattere definitivo alla orografia di quella regione.

Numerose fratture normali, con spostamenti pressochè verticali di masse più o meno ragguardevoli, si notano specialmente nella potente pila di calcari mesozoici che costituisce il grande ricoprimento esterno del Taorminese, così a sud-est di Taormina fuori porta Catania, sotto Zia Agatina, a sud-est e a nord di Castelmola, alle Punte Carnevale, al Monte Scalazza, ecc. Tali faglie di assestamento, a breve percorso, e di carattere affatto locale, hanno una importanza tettonica del tutto secondaria, per quanto esse abbiano talvolta dato origine a cospicui spostamenti

di masse, quale il ribassamento veramente notevole dei calcari marnosi domeriani rispetto ai calcari compatti e alle dolomie del Sinemuriano, lungo la evidentissima frattura che dal vallone di S. Agostino si estende sin sotto Taormina e alla rupe del Teatro, da dove volge nuovamente verso il mare, ad ovest del Capo di Taormina.

Ed è probabilmente nell'accentuarsi di faglie consimili, localizzate al di sotto di determinate o determinabili profondità dell'Jonio o del Tirreno, e nel prodursi di nuove fratture e relativi spostamenti di masse che accompagnano l'attuale sollevamento della Sicilia nord-orientale e della Calabria meridionale, che bisogna ricercare la causa dei grandi movimenti tellurici che scuotono di tempo in tempo la regione Calabro-Peloritana.

Istituto di Geologia della R. Università, Catania, giugno 1920.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 24 febbr. 1921].

OSSERVAZIONI SUI MINERALI RADIFERI DELLA BESIMAUDITE DI LURISIA

Nota del socio R. Bellini

Da qualche tempo si parla della scoperta di minerali radiferi nelle vicinanze di Lurisia, o Laurisia, frazione del comune di Roccaforte Mondovì. Dell'argomento se ne è occupata la stampa quotidiana e quella scientifica; prima fu il Lincio [1] a comunicare i risultati del suo studio sull'autunite di Lurisia; più recentemente il Millosevich [2] ha trattato l'argomento dal punto di vista economico e delle applicazioni, che potrebbero diventare veramente fruttuose. Ma i suddetti studi furono la conseguenza di rapide visite alla località, dove gli autori non ebbero opportunità di recarsi spesso allo scopo di compiere osservazioni continuate.

Da Cuneo ho potuto spesso e regolarmente recarmi sul luogo e quindi seguire i lavori degli scavi; ho raccolto materiale e non ho mancato di apprendere tutto ciò che poteva riuscirmi utile dagli operai addetti ai lavori. In questo modo ho potuto conoscere in maniera quasi completa gli importanti minerali radiferi, per i quali la roccia di Lurisia rappresenta il giacimento secondario.

Trovansi i suddetti minerali nelle fenditure della besimaudite, scisto gneissico ad elementi minuti, derivato per metamorfismo da rocce sedimentarie e rappresentante nelle Alpi occidentali il terreno permico. Una zona di questa roccia attraversa

[1] Lincio G., *Dell'autunite di Lurisia,* Atti R. Acc. delle Scienze di Torino, vol. XLVIII, 1913.

[2] Millosevich F., *Il giacimento di autunite presso Lurisia,* La Miniera Italiana, n. I, gennaio 1919.

la valle del torrente Lurisia, affluente dell'Ellero, circa un chilometro e mezzo a monte della frazione omonima, in una località chiamata Nivolano, comprendente poche case costruite attorno alle cave della pietra, tanto usata nella provincia di Cuneo e e fuori per lastroni, stipiti, mensole da balconi, ecc. La cava però che c'interessa è la prima sul versante destro del torrente ed a livello di questo, discendendo la valle. I lavori furono più volte sospesi, rallentati e ripresi; oggi vi sono occupati una mezza dozzina di operai. La roccia è in questo punto in strati inclinati di 50° verso SW ed è percorsa da numerose e regolari litoclasi, che si approfondiscono e s'incrociano quasi normalmente, riempite da vene, filoncelli e nidi di *autunite*, alla quale si associano *wad*, *limonite*, rara *cupruranite* (torbernite). Lo spessore delle vene dipende dalla larghezza delle fenditure nella roccia e, quando queste sono sufficientemente larghe, non sono completamente riempite dal minerale, il quale incrosta le due pareti opposte e presenta i cristallini più completi e terminati, perchè si sono liberamente accresciuti. Lo spessore delle vene varia da uno a cinque millimetri.

L'autunite e gli altri minerali concomitanti trovansi solo nei luoghi di lavorazione recente; non appariscono nei punti abbandonati e tra i detriti franati; solo in qualche punto in alto si scorgono esili veli di autunite ed anche su di un grosso blocco lungo la strada che unisce la località Nivolano alla frazione Lurisia; ma in quest'ultimo caso trattasi di masso artificialmente trasportato per rafforzare l'argine della via. La mancanza d'autunite visibile nei residui dei passati lavori è verosimilmente dovuta alla azione delle acque meteoriche; dico visibile perchè il minerale d'uranio si trova in minime proporzioni diffuso nel terriccio e tra i detriti della cava; qualche chilogrammo di questi, trattati con acido nitrico, mi hanno fornito una discreta quantità di nitrato d'uranio.

I minerali che occupano le fenditure della besimaudite sono i seguenti:

Autunite (Calciuranite). — $CaO \cdot 2UO_3 \cdot P_2O_5 \cdot 8H_2O$. Quella delle località da più tempo note contiene circa il 62 % di UO_3; la varietà di Lurisia 60,57 % nei cristalli più puri, circa il 50 % nel materiale ottenuto con la raschiatura (Lincio).

Le determinazioni di radioattività furono eseguite dal Porlezza dell'Istituto Chimico di Pisa. Dur. 2 ... 2,5. Peso sp. 3,05 ... 3,19.

Trovasi in lamellette rombiche ben terminate, in masserelle fogliacee, lamellari o polverulente, con il caratteristico colore giallo-solfo e la lucentezza perlacea sulle faccie basali; qualche volta la tinta tende al verdastro.

Costituisce l'autunite il minerale relativamente più abbondante; si trovano spesso esemplari ricchissimi di cristalli e di scaglie addensate.

Cupruranite (Calcolite, Torbernite, Uranofillite). — $CuO \cdot 2UO_3 \cdot P_2O_5 \cdot 8H_2O$. Contiene circa il 60 % di UO_3. Le lamellette tetragonali hanno aspetto quasi identico a quelle di autunite, con la quale ha quasi comuni il peso specifico e la durezza. La colorazione varia dal verde-smeraldo al verde-erba, la lucentezza perlacea.

Trovasi in cristallini tabulari perfetti aderenti alla besimaudite, non ammassati, bensì distanziati. È rarissima ed ebbi occasione di notarla nello scorso luglio, mentre ero disceso nella parte bassa della cava insieme ai miei compagni di escursione, tenente Revelli, studente di Chimica, e signori Ferrero e Debenedetti, miei ottimi allievi del Liceo di Cuneo. Le perfettissime laminette verdi incrostavano le pareti di una litoclasi, molte ne vennero da noi raccolte insieme alla roccia. Esse dànno, bagnate con acido cloridrico, la caratteristica colorazione celeste vivo alla fiamma del becco Bunsen e nella soluzione nitrica si ottengono le note reazioni del rame.

Wad. — Minerale terroso, nero-bruno, qualche volta incrostante, accompagnante l'autunite. Trovasi anche nelle fenditure della besimaudite a costituire delicate arborescenze, eleganti e frequentissime.

Il wad di Lurisia fornisce distinte le reazioni del manganese, nonchè quelle del ferro; è silicifero e leggermente uranifero. Oltre a tappezzare le fenditure della roccia, s'addensa in piccole masserelle tra i cristallini di quarzo bruniccio delle fenditure stesse.

Infine, macchie giallo-brune, dense nelle parti centrali e più pallide alla periferia, frequenti sulle superficie rocciose, sono dovute alla *limonite*.

Qual'è l'origine dei suddetti interessanti minerali? È accertato che essi trovansi in giacimento secondario e debbono considerarsi derivati dall'alterazione di altri esistenti ad un livello più basso, portati poi sino nelle fenditure nelle quali si raccolgono da acque ascendenti, che evaporando li deposero. I frammenti di roccia con autunite da poco estratti sono, più che umidi, bagnati e spesso completamente friabili; le tavolette cristalline si staccano e cadono al minimo urto.

Il wad e la limonite hanno evidente origine dall'alterazione di minerali ferro-manganesiferi; ma sono queste le sostanze che nel caso attuale meno c'interessano o, per meglio dire, la loro origine è importante solo perchè si associa a quella dei minerali d'uranio. Questi possono rappresentare il prodotto della alterazione della *uraninite* (la nota ed importante *pechblenda*, prevalentemente U_3O_4, il più importante minerale di uranio e radio), la quale verosimilmente dovrà trovarsi ad un livello inferiore a quello attuale di scavo e raggiungibile col procedere dei lavori in profondità. Infatti, discendendo questi, aumenta la proporzione della sostanza nera manganesifera e ad essa se ne associa un'altra terrosa, arida, bruno-verdognola, molto scura, che sino ad oggi non mi è riuscito possibile separare pura, ma che fornisce, con le reazioni del manganese e del ferro, molto intense quelle dell'uranio. Non mi pare azzardato ammettere che la sostanza in parola debba rappresentare la parte superiore, alterata e decomposta, della zona contenente la uraninite. Gli scavi non vanno più in giù, è quindi impossibile ulteriore ricerca; ma siccome tra qualche mese sarà fatta scoppiare una mina per mettere allo scoperto più estese superficie di roccia, occorrerà tornare sul posto per osservare ciò che sarà avvenuto. Il rame contenuto nella cupruranite deve nel caso speciale provenire dalla calcopirite, frequentissima in piccola quantità nei monti della regione.

Sarebbe poi da compiersi uno studio completo sulle acque limpide e fresche delle sorgenti prossime alla cava. Ve n'è anzi una dallo stesso lato di questa, a pochi metri di distanza e più verso monte, la cui acqua dicono gli abitanti del luogo che faccia *molto bene*. Non è quindi fuori luogo indicare ai competenti in materia le acque delle sorgenti di Lurisia, che debbono

contenere principi radioattivi, il cui potere terapeutico comincia ad essere apprezzato in medicina.

Nella pubblicazione accennata del prof. Millosevich è trattato della eventuale importanza economica della autunite in modo così completo che nulla sull'argomento vi è da aggiungere. Solo ho creduto esporre nella presente nota il risultato delle mie osservazioni continuate per diverso tempo e frutto di parecchie escursioni sul luogo. Dalla concomitanza dei suddetti minerali uraniferi e manganesiferi rimane convalidata la speranza di più importante scoperta, perchè tale associazione esiste anche nelle altre poche località dove gli stessi minerali si trovano in quantità utilizzabili; ma occorre attendere che procedano più profondamente i lavori per l'estrazione delle lastre di besimaudite, che rappresentano sinora il prodotto principale della cava.

Torino, agosto 1920.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 9 febbr. 1921].

OSSERVAZIONI GLACIOLOGICHE NELLA REGIONE DOLOMITICA DEL VENETO

Nota del socio prof. F. Sacco

Durante le tanto interessanti quanto splendide escursioni compiute nello scorso autunno col XXXIII Congresso Geologico Italiano attraverso le Alpi dolomitiche, ebbi occasione di fare alcune osservazioni glaciologiche che parmi opportuno sommariamente segnalare, giacchè, derivando da larghe comparazioni colla ben studiata e tipica glaciologia delle Alpi occidentali, potranno forse essere utili a chi vorrà occuparsi in modo speciale di questi studi sulle Alpi Venete, dove inoltre anche i depositi di detriti di falda, conoidi di deiezione, terreni alluvionali di varia natura e forma, presentano spesso una grandiosità ed un'importanza eccezionali.

Per semplicità delle considerazioni seguenti debbo premettere che nella serie quaternaria delle formazioni glaciali alpine in generale credo si possano distinguere essenzialmente quelle *plistoceniche*, sia entrovallive, sia degli Anfiteatri (formazioni suddivisibili in tre principali periodi denominati: *Mindeliano, Rissiano, Wurmiano*), da quelle *oloceniche* suddivisibili in più o meno numerose fasi stadiarie che molti precisano pure come tre (cioè *Buhliana, Gschnitziana* e *Daunìana*), ma che in realtà credo siano state più o meno numerose secondo l'importanza, la forma, l'esposizione, l'incassatura valliva, ecc. dei rispettivi ghiacciai originari; finchè si giunge alla fase storica a cui corrispondono essenzialmente le morene degli ultimi tre secoli.

Orbene, percorrendo con occhio, direi, glaciologico, le regioni alpine del Veneto vi si possono assai bene riconoscere pure tali diverse formazioni; così pel Piave sono ben noti i due tipici

Anfiteatri morenici di Vittorio e di Quero che già delineai vent'anni fa nella prima tavola del lavoro sopra *Gli Anfiteatri morenici del Veneto* (Mem. R. Acc. Agric., Torino, 1899). Nella recente escursione del Congresso parvemi potersi distinguere nel mirabile Anfiteatrino di Quero (malgrado i gravi guasti fattivi dalla torrenziale fiumana del Piave): una parte esterna, meridionale ed inferiore, relativamente vecchia, forse ancora *mindeliana*, passante ai terreni diluviali; una parte intermedia, più elevata, più potente e più estesa, suddivisibile in diversi cordoni morenici, su cui si adagia il nucleo del tanto tormentato, anzi quasi distrutto (dalla tremenda grande guerra), paese di Quero, parte che credo riferibile al *Rissiano*; infine una parte settentrionale, interna, ben delineata, quantunque meno elevata delle altre, e costituente il caratteristico Colle Isola che parmi riferibile al *Wurmiano* [1].

Ma se penetriamo nelle vallate alpine vediamo quasi dappertutto, disposti a varie altezze sui loro fianchi (dove almeno le condizioni orografiche e glaciologiche lo permisero), piani o gradini subparalleli ai rispettivi fondi vallivi più o meno estesi [2] e potenti, di vario numero (spesso due o tre, ma anche 5 o 6 o più) costituiti da depositi morenici od in rapporto coll'antica azione glaciale ed importantissimi dal punto di vista antropogeografico, costituendo, direi, il piano di posa di innumerevoli casolari, borgate e relative coltivazioni. Dalle osservazioni fatte in questi ultimi anni nelle Alpi occidentali credo dover attribuire la maggior parte delle gradinate o terrazze entralpine al Plistocene, specialmente al *Rissiano* e al *Wurmiano*, giacchè quelle più antiche (*Mindeliane*) furono già spesso abrase dagli

[1] Noto che, secondo il mio modo di vedere, il vero *Wurmiano* deve essere più limitato di quanto molti oggi lo considerino anche nelle carte geologiche ufficiali, venendovi spesso riunite anche le formazioni che credo invece attribuibili al *Rissiano*.

[2] Talora la formazione di detti piani o gradini venne facilitata dalla costituzione litologica e stratigrafica del fianco vallivo; anzi sonvi non di rado gradinate dipendenti essenzialmente da tale costituzione e relativo modo di erosione senza che vi abbia contribuito il fenomeno glaciale, per cui si può essere tratti in inganno.

agenti esterni oppure mascherate dai depositi posteriori di varia età e natura.

Non è qui il caso di esaminare singolarmente tali numerosissime ed estesissime formazioni glaciali, tanto più che ciò richiederebbe lunghe descrizioni e l'aiuto di carte illustrative.

Mi limiterò quindi a semplici accenni indicativi, seguendo essenzialmente l'itinerario del Congresso Geologico.

* * *

Risalendo la Val Piave sopra Quero appaiono subito qua e là resti di terrazze glaciali, come presso Vas, Carpen, ecc. e specialmente in grande scala nelle colline di Villabruna-Cesio, ecc. La splendida conca di Feltre presenta un enorme sviluppo morenico, ma la sua stessa grandiosità e le estese formazioni mioceniche rendono difficile abbracciarne di colpo le terrazzature glaciali, ciò che richiederà una minuta analisi, ma darà certo risultati interessanti.

Nel rimontare la valle del Cismon interessano naturalmente le formazioni plistoceniche, costituenti i meravigliosi pseudopiani di Lamon e di Sorriva che quasi si adagiano in una corrugata sinclinale cretaceo-eocenica.

Ma è specialmente quando, usciti dalla strettoia di Fonzaso-Imer, penetriamo nel verde bacino di Fiera di Primiero, che possiamo facilmente osservarvi, quasi da ogni lato, vari ordini di gradinate moreniche che sono generalmente ben conservate sui fianchi del gruppo del Belvedere (riunendosi quelle di Val Canali con quelle di Val Cismon), dove si innalzano a circa 500 metri sul fondo vallivo; ciò che ci indica la grande potenza quivi raggiunta dal ghiacciaio plistocenico anche in rapporto con una specie di ingorgo quivi verificatosi, sia per la confluenza di varie correnti glaciali sia per la strettoia di S. Silvestro a valle di Imer. Tali terrazze glaciali, solo interrotte da valloni laterali o da pendii troppo scoscesi, veggonsi continuare specialmente verso nord in Val Cismon, su ambi i lati della Vallata, in particolare su quello di destra.

Quando poi si scende in Val Travignolo si possono notare varie e più o meno alte terrazzature glaciali sia a sinistra, sulle

falde del Colbricon, sia a destra sopra Paneveggio, sui fianchi del M. Lusia, ecc. Nella Conca di Predazzo, tanto interessante pei litologi, veggonsi pure ripetute gradinate moreniche (alcune anche foggiate in parte a veri cordoni) innalzantisi anche ad oltre 100-200 metri sul fondo vallivo; così alle falde del M. Malgola e del Doss Capello e poi giù giù sopra Lago, Tesero, ecc. in Val di Fiemme ed oltre.

Analoghe terrazzature glaciali si possono constatare quasi ininterrottamente in Val Fassa, specialmente sopra Moena, Someda, presso Tamion, attorno a Meida, a Monzon, sopra Campitello, ecc.

Nell'alta Val del Cordevole, subito a est del famoso passo di Pordoi, sviluppansi, da ambi i lati, due o tre ordini di larghi e lunghi piani gradinati pratensi, certamente attribuibili ad antichi fenomeni nevato-glaciali; lungo la Valle del Cordevole numerose ed anche tipiche terrazze moreniche osservansi presso Corte, Sottil, Salesei, Laste, ecc. anche con sopraelevazione di oltre 200-300 metri sull'attuale fondo di valle.

Ma è specialmente quando sbocchiamo nella meravigliosa conca di Cortina d'Ampezzo e ne esaminiamo le pendici, risalendole con qualche attenzione, che vi possiamo notare una serie di 5, 6 e più gradinate glaciali che dal fondo valle si innalzano successivamente da ambi i lati sino oltre i 300 metri sopra il fondo vallivo; si tratta evidentemente di tutta una serie morenica che deve essersi gradatamente depositata in questo grandioso slargo di Val Boite dal periodo *rissiano* (per le terrazzature più elevate), al *wurmiano*, per quelle medie, ed infine nel *postwurmiano* per quelle più basse.

Analoghe terrazzature glaciali, anche di tre, quattro ordini, vediamo specialmente attorno a Borca, Vodo, Venas, Valle di Cadore, Pieve di Cadore, e poi lungo la Val del Piave particolarmente attorno a Longarone, di fronte a Fortogna, ecc. e più grandiosamente nell'ampio slargo della vallata da Belluno a Mel, S. Giustina, ecc., sino alla stretta di Quero, con la quale si richiuse il ciclo del XXXIII Congresso Geologico.

Notisi riguardo allo spessore dei ghiacciai plistocenici, di cui si accennarono gli effetti di gradinatura valliva, che esso variava alquanto per ciascuna fiumana glaciale, sia da periodo a

periodo (diminuendo in complesso col procedere dell'epoca glaciale), sia da punto a punto (raggiungendo un massimo in certe regioni di ingorgo e quindi quasi di piena glaciale). Inoltre devesi tener conto che in certe regioni (specialmente dove osservansi forre e strette valli) l'incisione torrenziale postwurmiana fu assai intensa, talora anche di oltre 100 metri; per cui lo spessore degli antichi ghiacciai non si può quivi valutare partendo dall'attuale fondo vallivo, giacchè questo era, nell'epoca glaciale, assai più elevato che non oggi.

* * *

Oltre alle sovraccennate formazioni moreniche, essenzialmente plistoceniche, si incontrano spesso, nelle vallate delle Alpi dolomitiche, speciali archi morenici, più o meno importanti, regolari od irregolari (sovente incompleti o sbrecciati dalle acque), i quali dovranno studiarsi con cura indicandoci successive fasi stadiarie, postwurmiane, di ciascuna fiumana glaciale nella rispettiva valle; di queste formazioni ad archi postwurmiani, alcune trovansi abbastanza in basso sin presso il piano padano e possonsi quindi attribuire al periodo *buhliano*, altre sono assai alte, anche prossime alle origini delle vallate principali e secondarie, e sono quindi da riferirsi al *dauniano*; naturalmente con casi intermedi, *gschnitziani* o simili, ma non sempre cronologicamente precisabili; ciò perchè l'importanza, l'altitudine, la costituzione, ecc. di queste speciali formazioni moreniche è talora in rapporto più colla forma, posizione, ecc. della rispettiva valle od anche di qualche connesso bacino alpino, che non colla loro età.

Accenniamo qualche caso come esempio, ben insistendo sulla loro importanza sia scientifica sia anche antropocentrica, giacchè spesse volte dette formazioni corrispondono a località che per natura di paesaggio costituiscono centri di abitazione e di coltivazione; anzi parecchie diventarono regioni assai ricche e famose. Così, senza parlare dei depositi morenici sbarranti il piano di Anzù presso Feltre, se rimontiamo la Valle di Cismon incontriamo un ampio, doppio arco morenico che chiude la valle in modo da originare un grandioso, bellissimo ripiano (inciso e

terrazzato dalle acque fluviali) dove appunto sorsero e si svilupparono i graziosi paeselli componenti Fiera di Primiero. Risalendo ancora la Valle Cismon ritroviamo inoltre, sia gli archi morenici di Mgr Fratazza, ecc., sia specialmente lo splendido doppio apparato morenico di S. Martino di Castrozza, costituendovi, presso gli orridi dirupi delle Pale di S. Martino, una regione ondulata, inerbita, boschita, meravigliosamente bella, dove già sorsero grandiosi alberghi stati poi (dopo depredazione) distrutti barbaramente dalla rabbia austriaca dal 24 al 30 maggio 1915. Infine, dopo la lunga salita, poco prima di giungere al Passo di Rolle, si può ancora osservare un'altra grossolana formazione morenica foggiata ad arco irregolare (di Campresse di sopra), ultimo meschino residuo preistorico del già grandioso ghiacciaio del Cismon.

Se poi, valicato il passo di Rolle, scendiamo nell'opposta Valle del Travignolo, vi troviamo subito altre, subarcuate, irregolari formazioni moreniche corrispondenti a quelle ultimamente accennate; ma più in basso si incontra una grandiosa e complessa arcuatura morenica (contemporanea a quella che chiuse la conca di Fiera di Primiero) e che, appoggiandosi a valle sui rilievi porfirici, originò a monte il dolce pianoro verdeggiante di Bellamonte.

Risaliamo invece la Val di Fassa (T. Avisio) e vi troviamo un po' analogamente depositi di fasi glaciali stadiarie, sia più o meno antiche, come per esempio poco a valle di Vigo di Fassa, sia relativamente recenti, come quella di Pradel, Roja, ecc. tra Canazei e l'alto Vallone della Stries, quella su cui stava l'albergo sotto il Passo di Pordoi, nonchè quelle (elevate sopra i 2000–2300 metri) di Campaz, ecc., negli alti valloni che scendono dal Sasso di Dam, Sasso di Rocca, ecc. indicandoci l'azione di glacio-nevati non tanto antichi se pure questi non funzionano tutt'ora nella stagione invernale.

Analoghe e contemporanee formazioni glaciali, limitate, poco antiche, osservansi in molti punti dell'alta Val Cordevole sia in irregolari archi nei valloni, come per esempio sopra Andráz, sia come pseudocollane di massi e detriti pendenti da fianchi montuosi un po' elevati ed un po' incisi, in modo d'aver potuto albergare speciali glacio-nevati. Di ciò offre un tipico caso il

Sasso Beccie (a sud del tristamente famoso Passo Pordoi) che presenta appunto alle sue falde orientali due piccole e contigue colline di detriti e massi angolosi caoticamente disposti, le quali si adagiano direttamente (e con evidente fortissimo *hyatus* cronologico) sul sottostante antico piano glaciale erboso.

Passiamo ora in Valle Ampezzo o del Torrente Boite; quivi, oltre alle solite numerose e svariate formazioni moreniche più o meno subarcuate, giovani (*daunìane* od anche più recenti), come per esempio quelle concentriche esistenti ad est del Passo di Falzarego sin presso il Lago di Val di Dones, e tantissime altre esistenti in quasi tutti gli alti valloni convergenti nell'Ampezzino, troviamo ben più in basso splendidi, grandiosi archi morenici assai più vecchi, come per esempio la doppia cerchia di S. Canciano–Villanova a Valle di S. Vito di Cadore, e quella pure doppia, o triplice, che originò le belle regioni pianeggianti di Vodo e di Peaio.

Si può qui ricordare incidentalmente che il famoso Lago di Misurina, come pure il piano (già lago) estendentesi a sud di esso e del relativo Grande Albergo, ora distrutto, furono originati da tipici, bellissimi archi morenici connessi a speciali lingue glaciali quivi affacciantisi e protendentisi verso sud.

Infine, continuando a risalire nel tempo dalle formazioni glaciali vecchie alle più giovani, giungiamo alle morene *storiche*, più o meno recenti, che furono depositate essenzialmente nella prima metà del secolo scorso sulla fronte dei piccoli ghiacciai attuali; molti di questi sono quasi pensili o disposti in modo da non permettere la deposizione di veri archi morenici frontali, oppure con scarsi fianchi rocciosi che quindi possono produrre poco detrito e poca morena; come è, per esempio, il caso per buona parte dei ghiacciai della Marmolada. Tuttavia non mancano anche qua e là tipici depositi morenici recenti, come per esempio quello (con relativo laghetto) del ghiacciaio di Sorapis, quello, disposto a caratteristico arco, scendente da Cimon di Froppa nei Monti delle Marmarole, ecc. A tale riguardo consultisi la monografia di O. Marinelli sopra *I Ghiacciai delle Alpi Venete* (Mem. geogr., 1910).

* * *

A chiusa di questi pochi cenni saltuari sulla glaciologia delle Alpi dolomitiche sembra opportuno ricordare che anche nelle regioni prealpine del Veneto, quando si presentano condizioni favorevoli di altitudine, di esposizione, di forma valliva, ecc. si possono riscontrare antichi depositi morenici in connessione con piccoli ghiacciai o glacio-nevati locali che d'altronde talora si ripetono anche oggi come semplici, piccoli, nevati temporanei, cioè solo invernali. Così per esempio durante la visita, quasi di pellegrinaggio, che il XXXIII Congresso Geologico Italiano fece al glorioso gruppo del Monte Grappa, potei osservare verso il fondo di varii alti Valloni (così di Cason d'Ardosa e di Ardosetta nell'alta Valle della Madonna, in più punti dell'alta Val Cesilla, ecc.) speciali depositi irregolarmente subarcuati, a costituzione caotica, ecc. che debbono appunto riferirsi all'azione dei locali ghiacciai nevati dell'Epoca glaciale e forse anche di qualche fase stadiaria posteriore.

Pongo fine a questi pochi cenni sintetici concludendo che grandissimo quanto interessantissimo è il lavoro glaciologico che si può compiere sulle Alpi Venete, ed augurando che esso venga presto intrapreso con un certo ordine sistematico da qualche nostro volonteroso geologo italiano, colla certezza che egli ne potrà raccogliere messe soddisfacente per sè ed importantissima per la glaciologia alpina.

Torino, settembre 1920.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 16 febbr. 1921].

ANCORA DUE PAROLE SULL'ETÀ DEL VERRUCANO TIPICO

Memoria del socio prof. A. Fucini

L'ultimo studio dell'ing. Lotti sul *Trias fossilifero di S. Antonio presso Casal di Pari in Toscana ed i suoi rapporti stratigrafici col Verrucano* [1] mi obbliga a riprendere la penna per discutere ancora una volta con l'egregio ingegnere sulla questione dell'età del Verrucano tipico, che, dopo le mie pubblicazioni sui *Fossili wealdiani del Verrucano tipico del M. Pisano* [2] e sulle *Ragioni stratigrafiche e litologiche che convalidano l'età wealdiana del Verrucano tipico del M. Pisano desunta da fossili* [3], doveva ritenersi ragionevolmente esaurita.

L'egregio amico, contro i risultati dei miei studi, per i quali vien dimostrato che il Verrucano tipico non è carbonifero, nè permiano, nè triasico, come da lui e da tutti si è ritenuto sin qui, ma nientemeno che wealdiano, oppone: in primo luogo, ancora il suo fenomeno di carreggiamento o di intrusione di terreni triasici fra mezzo a formazioni giuresi nel M. Pisano settentrionale; quindi che la Paleogeografia dell'area su cui oggi sorge l'Italia non spiegherebbe i fatti da me affermati, e per ultimo, aggiungendo alcune deduzioni suggeritegli da una visita fatta, insieme con l'ing. Franchi, al Muschelkalk di Casal di Pari per vederne i rapporti col Verrucano, e alcune considerazioni sulla sovrapposizione da lui asserita del Lias inferiore al

[1] Bollettino del R. Comitato Geologico, vol. XLVII, fasc. 1, 1919.

[2] Palaeontographia italica, vol. XXI, 1915.

[3] Atti dell'Accademia Gioenia di Scienze naturali in Catania, ser. 5, vol. X, 1918.

calcare retico (?) che si addossa al Verrucano nel poggio di Moscona presso Grosseto, canta vittoria poichè ritiene che una mia frase, da lui erroneamente interpretata, costituisca da parte mia una sconfessione della presenza, da me asserita, nei Monti di Oltre Serchio delle formazioni, per me verrucane o wealdiane, per lui triasiche, delle Mulina, che, secondo lui, stabilirebbe la sola ed attendibile prova dell'inesistenza del sopra citato carreggiamento.

Riguardo al primo punto, del fenomeno, cioè, di carreggiamento o meglio di intrusione, che esisterebbe nel M. Pisano settentrionale, attraverso terreni indistintamente, a letto e a tetto, ritenuti titonici dal Lotti, di formazioni secondo lui triasiche, fra le quali una prettamente verrucana e quindi per me tipicamente wealdiana, perchè identica, e l'ha un tempo detto e riconosciuto anche il Lotti, al Verrucano della Verruca [1], le quali stanno colà in serie regolare fra il Titonico (diaspri) ed il Neocomiano inferiore, Valanginiano ed Hanteriviano (diaspri e calcari maiolica), non posso che manifestare la mia meraviglia sulla fede e sulla tenacia con le quali vi insiste ancora l'egregio ingegnere, dopo le ragioni contrarie da me portate nelle mie passate pubblicazioni e quando l'Ugolini [2] e lo stesso De Stefani [3], che non potrà tacciarsi di soverchia tenerezza per le mie idee, gli si sono schierati apertamente ed energicamente contro. Del resto quello che dirò o ripeterò sull'esistenza del Verrucano nei Monti di Oltre Serchio servirà a chiarire sempre più e sempre meglio questo lato della questione.

Di meraviglia mi è stato pure il punto secondo per il quale il Lotti, che si è tanto adoprato per svalutare l'importanza della Paleontologia per tutta la nostra lunga polemica, sia a riguardo dei fossili del marmo giallo di Siena, come per quelli del Verrucano tipico, cerca ora di trincerarsi dietro una scienza così tanto e maggiormente incerta quale è la Paleogeografia, in ogni

[1] Fucini, *Fossili wealdiani del Verrucano tipico del M. Pisano*, Palaeontographia italica, vol. XXI, 1915.

[2] Ugolini, *Brevi osservazioni sui calcari cavernosi brecciformi del M. Pisano*, Proc. verb. Soc. tosc. sc. nat., 1908.

[3] De Stefani, *Di alcuni carreggiamenti locali recentemente supposti in Italia*, Rend. Accad. Lincei, vol. XVIII, s. 5, f. 8, 1908.

modo inattendibile in una questione sottile e delicata, elegante, direbbe un avvocato, come quella che ci divide. Egli dice che non si potrebbe capire la provenienza del materiale quarzoso costituente l'enorme massa del Verrucano, se questo dovesse essere wealdiano, poichè in tale epoca l'Italia era occupata da terreni calcarei e non silicei. Come può farsi a discutere con profitto del come erano disposte le terre, i mari e le varie formazioni dell'Italia di tanti milioni di anni fa, per una epoca così breve quale quella wealdiana? Non è meglio sorvolare sopra argomenti che non approderebbero a nulla, per tante e ovvie ragioni così fallaci? Lo sprofondamento della Catena metallifera o l'esistenza di una Tirrenide, anche se ipotetici, non sono già più che sufficienti per mettere in guardia dalle facili asserzioni paleogeografiche riguardanti l'Italia?

In quanto ai rapporti del Muschelkalk di Casal di Pari, nel senese, col Verrucano di quella località, che dovrebbe essere di sottoposizione, come io ho asserito, se il Verrucano è wealdiano, non mi pare che dalla relazione che il Lotti fa della visita fatta sul posto, insieme con l'ing. Franchi, ci sia da dichiarare errata la mia affermazione e da concludere, come egli fa, che il calcare triasico non emerge di sotto al Verrucano, ma vi è invece *incassato* e che questo non è quindi più recente del Trias. Il resultato chiaro, senza tentennamenti, di ciò che riferisce il Lotti, è che il Verrucano, sia pure che egli voglia ora in parte ritenerlo triasico, sta sopra realmente al Muschelkalk e questo secondo quanto ho affermato io. Che vi stia poi anche sotto, poichè il Muschelkalk vi dovrebbe essere incassato, è cosa davvero da vedersi. Il Franchi (Lotti, pag. 9) non pare intanto molto sicuro al proposito ed infatti, dichiarando « che nessun argomento permette di affermare che essi (i calcari del Muschelkalk) sbuchino dalla profondità attraverso alla potente massa del Verrucano », non lo esclude mica assolutamente. Ben altrimenti poteva dichiararsi sodisfatto il Lotti se l'ing. Franchi avesse detto che ogni argomento permette di ritenere *infondato* che essi, ecc. ecc. L'affermazione che la massa calcare a crinoidi del Muschelkalk di Casal di Pari sia *incassata* nel Verrucano, col beneplacito degli amici ingegneri, appaga poco per non dir punto, se si pensa che quella massa è stata special-

mente trovata per escavazioni minerarie fatte attraverso e sotto il Verrucano e che essa *è di mare aperto e piuttosto profondo*, mentre il Verrucano che la *incasserebbe*, *è di facies continentale* o come dice il Lotti (pag. 9) *di carattere costiero*. E poi, qualora mai, parole del Lotti stesso (pag. 4), « il sopra e il sotto in quei terreni piegati e ripiegati non val niente »; il che significa ed equivale a riconoscere che la testa al toro (Lotti, pag. 5) non è ancora tagliata.

Il Verrucano che a Casal di Pari sta sopra al Muschelkalk è proprio Verrucano tipico, cioè Wealdiano. Infatti esso sta sotto a calcari grigio cupi appartenenti, e non lo esclude neanche il Lotti, al complesso del calcare cavernoso e probabilissimamente vi starà fra mezzo la formazione argilloso rossa diasprina di passaggio. Se un Verrucano si troverà sotto al Muschelkalk, esso non sarà tipico e lo si potrà designare per tale solo in senso litologico, come quello della Valle del Guappero, nel M. Pisano, di Iano, dell'Elba, con filliti permiane o carbonifere.

L'affermazione fatta poi dal Lotti della sovrapposizione del Lias inferiore fossilifero al calcare retico, che si addossa al Verrucano nel poggio di Moscona, presso Grosseto, si basa sull'equivoco e forse su di un errore. Quel calcare retico, che sarebbe stato davvero opportuno che fosse fossilifero, se non si tratta delle breccie cavernose, le così dette carniole di un tempo, ritenute fin qui retiche, ma che sono addirittura quaternarie, in questo ed in tanti altri casi è per il Lotti sempre il calcare cavernoso, che per me è wealdiano, e la sua sottoposizione al Lias inferiore è solo apparente e data da semplice sua instaposizione al Lias inferiore stesso, preceduta da quella del Verrucano. Accade precisamente lo stesso in tanti altri luoghi, per esempio tra Asciano, S. Giuliano e S. Maria del Giudice, nel M. Pisano, ed alle falde del M. Penna. Del resto a pag. 26 del mio studio sulle *Ragioni stratigrafiche*, ecc. ecc. fu già da me contemplato e spiegato questo caso. Sarebbe stato importante l'avere osservato *in taglio naturale* il Lias inferiore sopra al calcare cavernoso e questo sopra al Verrucano, ma il Lotti sa bene che tale manifestazione stratigrafica non si palesa mai, *et pour causè*, per quanto tali formazioni sieno in Toscana a contatto per diecine di chilometri e per quanto l'asserita sotto-

posizione del Verrucano, più facilmente disgregabile dei calcari, avesse dovuto favorirla. Se il calcare cavernoso dovesse essere retico la questione da me sollevata non avrebbe potuto esistere. L'idea posta fuori ora dall'ing. Franchi (Lotti, pag. 10), che i calcari cavernosi siano anche più antichi del Retico, perchè egli li ha osservati, cosa vera e già nota da tempo anche a Savi e Meneghini, derivare dal Verrucano con passaggio graduale, non ha fondamento. L'osservazione ha però valore in quanto serve a confermare il legame indissolubile da me sempre sostenuto, tra Verrucano ed i calcari cavernosi, i quali appunto, per tale carattere e per l'altro della *comune e notevolissima trasgressività*, sarà opportuno d'ora innanzi aggregare alla formazione wealdiana italiana, come terzo e più alto membro, sebbene la loro origine assolutamente marina sia in contrasto con la *facies* di estuario propria del Wealden.

Ricorderò al Franchi che uno dei tanti dati che dimostrano appunto l'età assai recente del Verrucano è proprio quello dell'età cretacea o wealdiana degli inseparabili calcari cavernosi e loro eteropici, già riconosciuta da alcuni, e sulla quale, richiamandomi ad altri miei precedenti opuscoli, non credo di dovermi trattenere. Quel che posso affermare e *garantire* all'ing. Franchi, sperando che almeno egli abbia a credermi, è che al M. Pisano il calcare cavernoso, mentre segue, con la nota zona di passaggio, il Verrucano tipico della parte meridionale, cioè quello della Verruca, *ininterrottamente* passa poi a ricoprire le formazioni liasiche della parte medio-settentrionale, talora direttamente, non di rado accoppiato alla sottostante zona di passaggio (Wealden medio) e *qualche volta preceduto anche da accertatissimi ed autentici lembi del più tipico Verrucano*, per andare poi, col Verrucano sotto e sempre con la zona di passaggio fra mezzo, a seguire, in serie regolare, normale e concordante stratigraficamente, il Titonico della Valle delle Mulina, ed a sopportare, sempre concordantemente, il Neocomiano inferiore, Valanginiano ed Hauteriviano (diaspri e calcari maiolica) per costituire colà una buona parte delle formazioni volute triasiche dal Lotti e perciò carreggiate.

Ed ora veniamo a parlare un poco del Verrucano dei Monti di Oltre Serchio sul quale il Lotti mi fa dire ciò che non ho

detto, senza di che non mi sarei dato la pena di questa replica. Egli dunque dice (pag. 7) che io ho scritto, e lo trascrive, « torno a ripetere, avendolo già fatto altra volta, ma pare senza esser creduto, che anche nei Monti di Oltre Serchio si hanno, come alle Mulina (nel M. Pisano), roccie verrucane, puddinghe, quarziti e scisti al di sopra di diaspri titoniani, seguenti il caratteristico Lias superiore, e al di sotto dei calcari grigio-cupi con selce, che vi rappresentano i calcari cavernosi, e che, come alle Mulina ed in tutte le altre località, hanno per formazione di passaggio i tanto ricordati scisti argillosi rossi con diaspri ». Domanderei al Lotti come dovrei fare ad essere più chiaro e come posso esprimermi per fargli intendere che io voglio affermare nel modo più positivo e categorico che anche nei Monti di Oltre Serchio esistono, nello stesso posto stratigrafico di quelle delle Mulina, roccie wealdiane consimili? Ma il Lotti (pag. 8) dice che distruggo tutto, la mia affermazione e chi sa quante cose ancora, perchè, discutendo col De Stefani a pag. 27 del mio solito studio sulle *Ragioni stratigrafiche*. ecc. ecc., affermo che nei Monti di Oltre Serchio il Wealdiano che riposa in trasgressione sul terreno più antico (Lias inferiore) non è il Verrucano tipico, ma è la sua parte superiore, cioè gli scisti argillosi con diaspri. Cercherò ora di spiegarmi meglio. Il Wealdiano nel M. Pisano, come ovunque in Toscana, era fino ad ora per me rappresentato da una parte inferiore, costituita dal Verrucano tipico, e da un'altra superiore delle argille rosse. scisti e diaspri, che fa passaggio ai calcari cavernosi. Queste due parti del Wealdiano sono rappresentate e concordanti con le formazioni sopra e sottostanti nei dintorni di Ripafratta e delle Mulina nel M. Pisano settentrionale, d'onde, come ho già detto sopra, seguendo un processo descrittivo inverso, passano al M. Pisano medio e meridionale, trasgredendo sulle formazioni precedenti fino a sovrapporsi al Permico. Questo dicevo al De Stefani ed aggiungevo che il fenomeno si ripete anche nei Monti di Oltre Serchio, ma non perfettamente identico perchè colà il Wealdiano che trasgredisce non è il Verrucano tipico, cioè la parte inferiore di esso Wealdiano, bensì la sua parte superiore, cioè gli scisti argillosi rossi con diaspri che ora credo meglio ascrivere invece al Wealdiano medio. Vuol dire che il Verrucano, ossia il Weal-

diano inferiore, rimaneva colà, indisturbato al suo posto, in concordanza o quasi sulle formazioni precedenti. È chiaro? Come ben vede il Lotti non ho distrutto nulla e non ho nulla da distruggere; spiacemi solo di essermi fatto capir male.

Come dirò in seguito, per più recenti osservazioni, posso affermare ora che pure nei Monti di Oltre Serchio anche il Verrucano, o Wealdiano inferiore, trasgredisce sul Lias medio e precisamente sulla sinistra della Valle di Radicata, presso la strada di Pietra a Padule, ove è rappresentato da arenarie quarzitiche e da quarziti vacuolari, biancastre, le quali, ciò che sarà spiegato a suo tempo, debbono considerarsi quali forme litologiche eteropiche del Verrucano superiore tipico della Verruca.

Anche all'Elba il Wealdiano presenta una trasgressione consimile a quella del M. Pisano e dei Monti di Oltre Serchio ed infatti, mentre tra Rio e Rialbano ricopre trasgressivamente l'Antracolitico ed al C.° Pero normalmente il Titonico superiore, avendo colà tutti i suoi tre membri, al Cavo invece trovasi sopra al Titonico inferiore col solo membro medio, cioè, con le argille rosse e diaspri.

Prima di seguitare a parlare del Wealdiano, mi si permetta di rilevare ora un altro equivoco nel quale è caduto il Lotti quando, a proposito degli scisti argillosi rossi con diaspri messi da me (*loc. cit.*, pag. 18) nel quadro delle formazioni del M. Pisano, col n. 6, al posto delle formazioni esotiche del Lotti e poi con *idem* nei Monti di Oltre Serchio, asserisce che tali scisti sono quelli stessi citati anche da lui. Non vi è nessuna corrispondenza fra i miei ed i suoi. La formazione alla quale mi riferisco io è nuova, cioè non era stata per anco rilevata da alcuno e si interpone, come ho avuto da avvertire tante volte, indipendentemente all'età che qua e là si è voluta dare al Verrucano, permica, triasica, cretacea (Pseudoverrucano del Lotti) tra questi e i soprastanti calcari cavernosi, costituendone un graduale passaggio. Talora si trova al di sotto di questi ultimi, quando sovrappongonsi a formazioni liasiche senza la rappresentanza del Verrucano; spesso è costituita da argille ocracee di color rosso intenso, state scambiate anche per terre rosse quaternarie; talora ha diaspri radiolariferi che possono prevalere; qualche

volta è rappresentata da calcari cavernosi rossi sideritici o limonitiferi, non di rado da calcari scistosi, osservati ora anche dal Franchi (Lotti, pag. 10); sopra a Cucigliana presenta scisti filladici verrucani rosso-vinaccia o paonazzi, radiolariferi; all'Elba al suo posto si hanno anche i depositi di ferro. Gli scisti dei quali parla il Lotti si trovano invece sopra ai calcari cavernosi e non sotto. Nei Monti di Oltre Serchio essi si trovano infatti sopra ai calcari grigio-cupi con selce che per me rappresentano appunto i calcari cavernosi.

Per essere ancora più chiaro ed esplicito dirò ora in quali condizioni trovasi il Verrucano dei Monti di Oltre Serchio.

Salendo dunque colà verso il M. Bastione, dalla C. Praticci, la strada campestre corre da prima sul Lias superiore, talora zeppo di *Posidonomya Bronni*; a mezza costa s'incontrano banchi, affioranti in modo assai scarso, di un diaspro grigio-chiaro calcarifero, che ho già attribuito al Titonico, ma che crederei ora quasi più probabile stia ivi a rappresentare invece i calcari picchettati, forse celloviani, che al M. Pisano, come là, stanno sopra ai calcari marnosi di Lias superiore. La natura eminentemente boscosa del luogo non mi ha permesso di osservare se dopo tali diaspri si trovino gli scisti ed i calcescisti rasati grigi e violacei, varicolori, che nel M. Pisano settentrionale precedono la formazione verrucana, riferiti da me al Titonico superiore, ma non lo ritengo probabile. Il Verrucano infatti si osserva appena più in alto, prima di arrivare alla vetta del M. Bastione, ed ha una potenza che raggiunge i m. 60. Esso risulta costituito da poche puddinghe, da molte arenarie quarzitiche, da scisti e da una quarzite vacuolare di tipo speciale (lidite), molto comune nella Valle delle Mulina, a Pozzuolo ed in tutto il M. Pisano settentrionale, ove fa parte delle formazioni volute triasiche e carreggiate dal Lotti. Il De Stefani [1] rinvenne una quarzite consimile nella vallecola di Balbano, nella parte settentrionale dei Monti di Oltre Serchio, e la ritenne giustamente simile a quella di Castel Passerino nel M. Pisano. Siccome questa farebbe parte delle famose formazioni carreggiate del Lotti, così è dimostrata anche dalla os-

[1] De Stefani, *Geologia del M. Pisano*, Mem. Com. geol., vol. VII, 1876.

servazione indiretta e spregiudicata del De Stefani la presenza di quelle formazioni nei Monti di Oltre Serchio. Tali terreni verrucani sono, al solito, seguiti dalla caratteristica formazione argillosa rossa con diaspri, con almeno m. 15 di potenza, e quindi da quei calcari grigio-cupi con selce (Titonico sc. Lotti) ricordati sopra, da me e dagli antichi geologi toscani ritenuti corrispondenti ai calcari cavernosi, e che occupano l'estrema vetta e le sue pendici occidentali.

Le roccie verrucane vanno a settentrione verso la valle di Radicata e, passata questa, verso la vallecola di Balbano su rammentata. All'imbocco della valle di Radicata esse concordano o quasi ad ovest con le formazioni precedenti, mentre ad est sono addossate invece in justaposizione o riposano trasgressivamente sul Lias medio, precisamente nella località ove sono aperte quelle due importanti cave di pietrame, segnalate dalla carta geologica dell'Ugolini [1]. Il Wealden medio (distinto come superiore nelle mie passate pubblicazioni, quando dividevo il Wealden toscano in due sole parti e non vi aggregavo come terzo membro i calcari cavernosi, ciò che ora ritengo più opportuno), cioè gli scisti argillosi rossi con diaspri, accompagna colà le quarziti vacuolari verrucane trasgressive, e trovandosi cronologicamente e stratigraficamente ad essere più in alto, estende naturalmente la trasgressione più ad est fino a ricoprire anche il calcare ceroide di Lias inferiore del M. Sassigrossi. I calcari cavernosi seguenti (Wealden superiore), che pure prendono parte alla trasgressione, essendo ancora più alti, si trovano naturalmente ancora più ad est, e quindi più all'esterno del monte, a ricoprire, e qui con forma litologica tipica, lo stesso Lias inferiore della punta orientale dello stesso M. Sassigrossi. *Ad est del M. Bastione il Wealdiano che trasgredisce è dunque solo quello rappresentato dalle argille rosse con diaspri, cioè il medio, che prima chiamavo superiore. l'inferiore (Verrucano) rimane rappresentato e limitato al M. Bastione.* Tali condizioni sono messe in evidenza dalle due vignette

[1] Ugolini, *Descrizione geologica dei Monti di Oltre Serchio*, Annali d. Università toscane, vol XXV, 1905.

seguenti, nelle quali si è dovuto esagerare la potenza delle formazioni wealdiane in trasgressione.

Fig. 1.

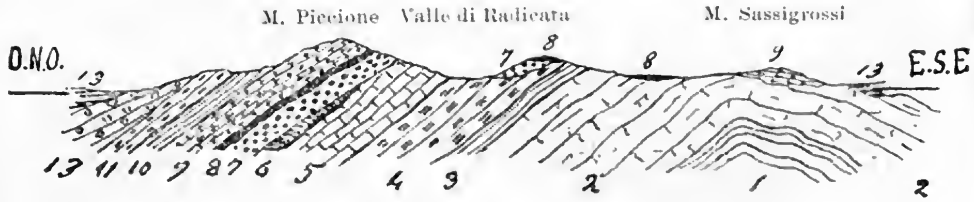
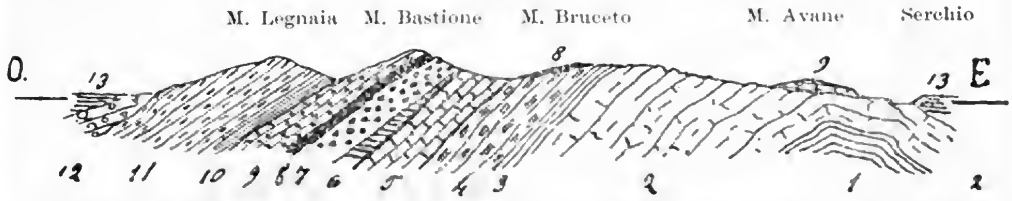


Fig. 2.



1. Retico. — 2. Ettangiano. — 3. Sinemuriano. — 4. Domeriano. — 5. Toarciano. — 6. Titoniano (?). — 7. Wealdiano inferiore (Verrucano sup.). — 8. Wealdiano m. (argille rosse e diaspri). — 9. Wealdiano sup. (calcari grigio-cupi con selce e calcari cavernosi). — 10. Valanginiano (diaspri). — 11. Hauteriviano (calcari maiolica). — 12. Eocenico. — 13. Alluvionale.

È utile avvertire che, ad un chilometro circa più ad est delle due sezioni presentate, trovasi il M. Pisano al quale le formazioni wealdiane accedono per un sinclinale, che già si delinea e che passando sotto alla pianura del Serchio, completandosi nei suoi elementi, va, col fianco orientale, a riposare normalmente sopra formazioni titoniane ed a sostenere anche là il Valanginiano e l'Hauteriviano (diaspri e calcare maiolica) e l'Eocene, dando luogo alle pretese formazioni carreggiate del Lotti. Tale sinclinale, *sovrapposto a quello dei terreni secondari inferiori*, si estende anche a settentrione dei Monti di Oltre Serchio, ove accoglie le solite formazioni della Creta e dell'Eocene e donde, poi, sbuca fuori per dilagare senza restrizioni nelle Alpi Apuane, ove per la sua trasgressività complica moltissimo la geologia di quelle regioni e ove i suoi terreni, completati da elementi identici a quelli del M. Pisano, identicamente uniti agli scisti sericitici varicolori, talora con i supposti *Siphonites* e con lenti di cipollini verdastri (Titonico superiore), costituiscono la mas-

sima parte dell'eterogenea formazione ritenuta colà del Trias superiore e del Retico.

Se il Lotti non vorrà ancora negare l'esistenza della formazione in esame nei Monti di Oltre Serchio e se egli non vorrà ancora abbandonare l'idea del suo carreggiamento, magari estendendolo ai monti suddetti, bisognerà almeno che egli ci dica a quale età si debbono riferire, secondo lui, ed a quali altre corrispondano nei vicini Monti Pisani, le roccie silicee, arenario-silicee e quarziti specialmente, che, in quei su ricordati monti, stanno fra il Lias superiore ed i calcari grigio-cupi con selce da lui ritenuti titoniani.

A mezzogiorno del M. Bastione i calcari grigio-cupi con selce (Wealden sup.) sono pure trasgressivi ed infatti sul M. Repole seguono direttamente il Lias superiore senza l'interposizione nè di Titonico, nè di Verrucano e nemmeno delle argille rosse con diaspri del Wealden medio. Tale condizione, evidentissima per chi salga i Monti di Oltre Serchio dalla pianura di Vecchiano e dal M. Repole, fu ritenuta generale e normale per tutti quei monti ed ora è sostenuta per tale dal Lotti. L'Ugolini [1], seguendo, allora, le idee del Lotti, pose bensì quei calcari nel Titonico inferiore ed i soprastanti diaspri nel Titonico superiore, ma, avendo osservato sulle falde meridionali del M. Bastione roccie silicee sopra il Lias superiore, non credendo certo di dover cambiare l'ordinamento proposto dal Lotti stesso, riunì queste a quelle diasprine ritenute del Titonico superiore e le collegò nella carta geologica con un'ansa inverosimile.

Affermata in tal modo la presenza nei Monti di Oltre Serchio, allo stesso livello stratigrafico delle formazioni delle Mulina ritenute carreggiate dal Lotti, di roccie silicee, arenarie quarzitiche e quarziti specialmente, da riguardarsi, nè più nè meno, come facenti parte del Verrucano in senso cronologico e stratigrafico, occorreva dimostrare che esse corrispondono a quelle delle Mulina anche litologicamente. Perchè le mie asserzioni fossero convalidate da quelle di un litologo di indiscusso valore ho pregato il prof. E. Manasse di esaminarmi alcune roccie dei Monti di Oltre Serchio in confronto ad altre della Valle delle

[1] Ugolini, *Descrizione geologica dei Monti d'Oltre Serchio*, Annali d. Università toscane, vol. XXV, 1905.

Mulina, e del M. Pisano meridionale, sottostanti in ogni luogo alle famose argille rosse con diaspri (Wealden medio), ricoperte alla loro volta dai calcari del complesso cavernoso (Wealden superiore) e quindi da ritenersi dello stesso livello stratigrafico. Ecco pertanto le note favoritemi dal prof. Manasse, cui esterno vivi e sinceri ringraziamenti.

Roccie dei Monti di Oltre Serchio.

Campione del n. 2, 3 del M. Bastione [1]. — Sono perfettamente uguali fra di loro macroscopicamente e microscopicamente. Sono quarziti o meglio liditi, dure, porose, di colore biancastro, macchiettate in giallo-rossigno per sostanze ocraceo-ferrifere. Al microscopio danno l'impressione di essere costituite totalmente da materiale autigeno. Questo consiste di una intima ed irregolare associazione di plaghe opalino-calcedoniose con azione quasi nulla sulla luce polarizzata, danti però dei caratteristici lumeggiamenti, di altre, meno abbondanti e qualche volta formanti esili venule, calcedoniose, con struttura fibrosa o fibroso-raggiata e con allungamento delle fibre quasi sempre a carattere ottico negativo ed eccezionalmente positivo (calcedonite di Lacroix), e di plaghe di quarzo minutamente granulare. Del tutto accessori dei granuletti di calcite. Non mi sembra improbabile per tali roccie un'origine organica.

Campione n. 1 del M. Bastione [2]. — È roccia analoga, ma assai impura di materiale ferrifero ed anche argilloso e scarsamente di calcite. È più porosa delle due precedenti, quasi spugnosa. Racchiude ciottoletti duri, biancastri, grigiastri, grigio-scuri. Questi ciottoletti studiati al microscopio resultano tutti spettanti a quarziti a solo quarzo e con accessori dei minuscoli cristallini di zircone. La struttura di tali quarziti ora è granulare minutissima, ora saccaroide a grana media. Il materiale cementizio autigeno, più abbondante di quello ciottoloso allotigeno, anche in questo caso è insieme quarzoso a granuli più o

[1] Sono le roccie che io ho distinto col nome di quarziti vacuolari.

[2] È la roccia che io citai come puddinga e che ho recentemente raccolta anche in un lembo di wealdiano a Caldaccoli, presso S. Giuliano sul M. Pisano, quasi in pianura, addossato in trasgressione al Lias medio.

meno minuti, opalino-calcedonioso ed eccezionalmente anche calcedonioso.

Campione n. 4 del M. Bastione. — È roccia decisamente scistosa, bianco-giallastra, compatta; sembra quasi a prima vista un argilloscisto, ma può definirsi come un'arenaria scistosa, a grana finissima, con sovrabbondanza del materiale autigeno, che non ha azione sulla luce polarizzata rispetto agli elementi allotigeni. Questi sono rappresentati da frammentini piccolissimi di quarzo e da straccettini di mica bianca, ancora più scarsi. Il materiale autigeno, in base a saggi chimici qualitativi eseguiti, è in gran parte opalino, ma anche un poco argilloso ed ocraceo.

Campione n. 5 del M. Bastione. — È simile microscopicamente al n. 4, ma se ne distingue all'esame microscopico perchè non è scistoso ed ha l'apparenza di un'arenaria. In sezioni sottili si osserva al microscopio la stessa struttura, gli stessi componenti; solo che il cemento colloide opalino-argilloso è meno abbondante di quello della roccia precedente e inversamente sono in quantità maggiore i granuli allotigeni di quarzo e le listerelle di mica bianca. La roccia sembra contenere spicole di spugne e forse radiolari.

Campione n. 6 della Valle di Radicata. — Roccia con apparenza di arenaria a grana assai minuta, di colore grigio-giallastro. È costituita di granuli quarzosi, più o meno minuti con contorni irregolari e talvolta insieme associati a formare plagherelle e piccole vene con struttura saccaroide, immersi in una massa di silice calcedoniosa, imbrattata di materiale ocraceo. Quest'ultima è certo autigena, mentre è difficile stabilire se gli elementi quarzosi sieno autigeni o allotigeni. L'aspetto esterno di arenaria farebbe propendere per la seconda ipotesi, l'esame microscopico che svela anche una disposizione in vene di quarzo parlerebbe a favore della prima.

Roccie della Valle delle Mulina nel M. Pisano.

Campione n. 7 del M. Orma. — È un'arenaria quarzitica a grana minuta molto serrata, di colore giallastro, friabile. È formata prevalentissimamente da granuletti di quarzo, cui si

uniscono in ben scarsa quantità elementi di mica bianca e vari prismetti di tormalina con ε = verde pallido quasi incoloro e ω = verde azzurrognolo. Il materiale cementizio opalino-calcedonioso è scarsissimo. Il colore giallastro della roccia è dovuto a sostanze ocracee.

Campione n. 8 del M. Aguzzo. — Ha l'apparenza di roccia argillosa, un poco scistosa, ma microscopicamente è molto simile al n. 4 del M. Bastione. Può dunque dirsi una roccia arenacea, nella quale i minerali allotigeni di dimensioni piccolissime e spettanti a quarzo e mica bianca sono ben scarsi rispetto alla massa antigena che li racchiude e che probabilmente è di natura opalino-argillosa e un poco anche ocracea. È forse radiolarifera.

Campione n. 9 del M. Aguzzo. — Di colore grigio-giallastro, presenta più evidenti i caratteri di arenaria scistosa tanto macroscopicamente che microscopicamente. Il cemento opalino-calcedonioso e anche un poco argilloso ed ocraceo, per quanto molto abbondante, lo è però assai meno che nella roccia precedente. I minerali antigeni (quarzo sopra tutto ma anche mica bianca, sostanza verde cloritica con polarizzazione di aggregato) in questo caso non solo sono più abbondanti che nel n. 8, ma anche di dimensioni maggiori. La roccia rassomiglia molto al n. 5 di M. Bastione della quale è però un poco più scistosa. Forse contiene radiolari.

Roccie della Valle del Guappero nel M. Pisano.

Campione n. 10 di Vaccoli presso S. Lorenzo. — È roccia di tipo arenaceo, scistosa; è una quarzite biancastra a grana minutissima, molto serrata, costituita da granulini di quarzo, senza quasi sostanza opalino-calcedoniosa interposta. Accessori qualche straccettino di mica bianca e rare laminette di un'altra mica alterata, limonitizzata, con segregazione di aciculi di rutilo.

Roccie della serie verrucana della Verruca.

Campione n. 11 del M. Castellare presso Asciano. — Roccia macroscopicamente un poco diversa dalla precedente, perchè meno scistosa e di colore rossigno per pigmenti ocracei. Al mi-

croscopio resulta del tutto uguale a quella di Vaccoli presso S. Lorenzo e le due roccie sono poi simili grandemente a quella del n. 7 di M. Orma, che contiene però accessoriamente anche della tormalina.

Oltre che dalla precisa e identica posizione stratigrafica la discussa formazione dei Monti di Oltre Serchio corrisponde dunque a quella della Valle delle Mulina nel M. Pisano anche per i confronti e per gli esami così accurati fatti dal prof. Manasse ai quali io non credo di dover aggiungere per ora che notizie informative. Posso infatti affermare che le roccie dei campioni nn. 2 e 3 del M. Bastione sono sviluppatissime nel M. Pisano settentrionale, specialmente nei dintorni di Pozzuolo, s'intende a far parte delle formazioni carreggiate del Lotti; che il campione n. 1 trova corrispondenza, nel M. Pisano, a Caldaccoli, non lungi da S. Giuliano, ove è in relazione come al M. Bastione con le argille rosse con diaspri del Wealden medio colà in instaposizione ed in trasgressione sul Lias medio e superiore; che roccie simili a quelle del campione n. 4 del M. Bastione si trovano nel M. Pisano a Castel Passerino, a Meati, a Pozzuolo, al Grottone ed a Pugnano, ovunque a prender parte al supposto carreggiamento; che infine le roccie dei campioni nn. 5 e 6 dei Monti di Oltre Serchio trovano estesissime corrispondenze nella Valle delle Mulina, ove sono collegate col pseudomacigno, del quale non sono che forme eteropiche ed a grana molto minuta.

Ma fra le roccie esaminate dal prof. Manasse ve ne ha due, quella del n. 10 di Vaccoli e quella del n. 11 del Castellare presso Asciano, che provengono da regioni occupate dalla grande massa del Verrucano del M. Pisano ed io le ho fatte comprendere nello studio del prof. Manasse perchè apparisca giustificata la riunione delle roccie discusse, non solo cronologicamente, ma anche litologicamente, alla proteiforme formazione verrucana. Vaccoli, notiamolo, è sulla sinistra della Valle del Guappero, presso S. Lorenzo in Vaccoli, località famosa per la ricca e nota flora permiana e carbonifera raccoltavi negli scisti inferiori alla formazione del Verrucano tipico. La roccia del campione che ha esaminato il Manasse è colà collegata col pseudomacigno e questo mentre a sud sta sopra a scisti filladici, che ritengo

probabilmente wealdiani, i quali a loro volta stan sopra agli scisti grigio-opachi, con filliti carbonifere, della vicinissima Villa Massagli, a nord si appoggia invece in iustaposizione al Lias inferiore (calcare ceroide) ed è seguito dai soliti scisti argillosi rossi con diaspri che si addossano con uguale trasgressione sul Lias inferiore e medio, inerpicandosi su per la ripida pendice del M. delle Croci. È notevole il fatto che, passata la sommità di tal monte, quegli scisti prendono posizione stratigrafica normale andando sopra alle filladi verrucane dei dintorni di C. Mengalino le quali ricoprono poi normalmente gli scisti e calcescisti rasati grigi e violacei del Titonico superiore (triasici e carreggiati sc. Lotti). Se la roccia in discussione, col pseudomacigno unito e con gli scisti argillosi e diaspri associati, dovesse essere triasica secondo le idee del Lotti, come si spiegherebbe la sua evidentissima trasgressione sul Lias? E se dovesse ritenersi che il carreggiamento sostenuto dal Lotti l'avesse condotta e scivolata fino nella Valle di Vaccoli, come si spiegherebbe la mancanza al di sotto della potente formazione degli scisti e calcescisti rasati grigio-violacei, la più importante ed estesa fra quelle che avrebbero preso parte al discusso carreggiamento nella Valle delle Mulina? E come si spiegherebbe l'analogia e la corrispondenza con le roccie e con le formazioni wealdiane dei Monti di Oltre Serchio?

Il campione di roccia n. 11 del M. Castellare presso Asciano fa parte della serie rocciosa del Verrucano tipico, sottostante ai calcari grigio-cupi spesso cavernosi della Colombaia e dei Bagni della Duchessa ritenuti retici e più direttamente agli scisti argillosi rossi con diaspri del Wealden medio. Il suo studio è sommamente interessante in quanto che, oltre a dimostrarci la corrispondenza litologica di formazioni prettamente e tipicamente verrucane con quelle della Valle delle Mulina e con quelle dei Monti di Oltre Serchio, ci assicura sulla giustezza del riferimento di queste alla proteiforme formazione verrucana. A questo riguardo io devo qui accennare, il che sarà meglio e più diffusamente dimostrato in altro più esteso studio, come il Verrucano tipico, che secondo il concetto ormai invalso deve considerarsi quella serie rocciosa, scistosa, arenacea, quarzitica, anagenitica, al di sotto dei calcari del complesso cavernoso, non

tenendo conto dei soliti interposti scisti argillosi rossi con diaspri, debba dividersi in una parte inferiore talora molto potente con puddinghe, quarziti e scisti, ed una superiore con scisti, arenarie quarzitiche più o meno scistose (pseudomacigno), quarziti vacuolari (liditi). Nei Monti di Oltre Serchio sarebbe, almeno per ora, rappresentata solo questa seconda parte; nella porzione settentrionale dei Monti Pisani cioè nelle formazioni carreggiate del Lotti sarebbero rappresentate ambedue le parti; così pure nel M. Pisano meridionale. Anche a Lugnano, come al M. Castellare di Asciano, nella più tipica formazione verrucana, fra i banchi di filladi e di scisti quarzitici ed i calcari cavernosi, s'interpongono infatti banchi di arenarie quarzitiche scistose (pseudomacigno) identiche a quelle della Valle delle Mulina e a quelle dei Monti di Oltre Serchio.

Dimostrata e chiarita così la presenza del Verrucano nei Monti di Oltre Serchio, o per lo meno delle formazioni che gli corrispondono nella Valle delle Mulina nel M. Pisano e che vi sarebbero carreggiate, aspetto con fiducia che il Lotti, dopo aver vivamente dichiarato « che se anche ridotte ai minimi termini, di queste roccie di tipo verrucano, venisse accertata la esistenza *a quel livello stratigrafico* fuori del M. Pisano, riconoscerà allora la necessità di risolvere la questione in base ai dati paleontologici del Fucini », ponga finalmente ad effetto il suo proposito. Saremo almeno arrivati d'onde si doveva partire. Io, per semplicizzargli il compito, comincio dal trascrivergli una frase di un biglietto scrittomi dal compianto prof. Di Stefano a proposito dei miei fossili: « veda che nella relazione per la sua promozione (ad ordinario) abbiamo nettamente ed energicamente dichiarato che la sua fauna è buona e che lei ha paleontologicamente ragione ».

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 24 febbr. 1921].

TECTONICA DEI DINTORNI DI GAVERINA
(BERGAMO)

Nota del socio prof. G. B. Cacciamali

Esumo mie note di taccuino di ventitrè anni or sono e le riaffaccio alla mia mente, la quale oggi dalle stesse può trarre deduzioni che allora non le era possibile nemmeno immaginare.

Soggiornai a Gaverina dal 19 al 31 luglio del 1897; se il movente fu la cura di quelle acque, non mancai tuttavia di fare quotidiane escursioni in quei dintorni, consegnando al taccuino il ricordo di quanto mi avveniva di osservare dal punto di vista geologico; nove anni dopo, tornando a Gaverina per un incarico (e fu precisamente il 2 dicembre 1906), ebbi occasione di farvi nuovi rilievi; ed oggi dunque, colla mente orientata verso il concetto degli scorrimenti orizzontali, e con una certa esperienza sul dispositivo tectonico delle falde carreggiate, mi riesce facile, soddisfacente e chiara l'interpretazione tanto dei fatti da me direttamente osservati, quanto di quegli altri che ebbe poi a ricordare il De Alessandri nel suo studio del 1903 sul gruppo del M. Misma, gruppo contiguo appunto alla plaga di Gaverina.

Due sole parole sulla topografia. Il territorio di Gaverina si estende sopra una conca formata dalle convalli del Drione (affluente del Cherio); un contrafforte diretto da nord a sud, unente M. Altinello (m. 997) a Cima del Geros (m. 1086), ed avente la propria massima depressione a Col Gal (m. 764), separa detta conca da quella delle convalli del Luglio (affluente del Serio); il limite settentrionale del territorio è segnato dal tratto est della catena Monti di Bianzano–M. Altinello– M. Altino, a nord della quale sta la V. Rossa (pure affluente del Serio); ed il limite meridionale è segnato dal tratto est della catena M. Facto–Cima del Geros–M. Prenda–M. Misma, a sud della quale stanno le convalli di Borgo, di Luzzana e di Trescore (pure affluenti del Cherio).

Su tutto il territorio di Gaverina non affiora che l'Infralias, in ambi i suoi orizzonti, del Retico cioè e dell'Ettangiano, quest'ultimo nella parte meridionale del territorio stesso, sopratutto sul crinale Col Gal-Cima del Geros e sul crinale Cima del Geros-Facto.

Dal lato tectonico sono innanzi tutto da notarsi, nella parte settentrionale del territorio, due fatti, e cioè: 1° la struttura ad anticlinale rovesciata a sud offerta dall'Altinello (e che pare ripetersi all'Altino); 2° una gran linea di discordanza che corre da est ad ovest passando a Bianzano ed al piede meridionale dell'Altinello (ed anche dell'Altino). Tali fatti potrebbero indicare che siamo qui in presenza delle radici di una falda carreggiata, l'anticlinale rovescia potendo essere la generatrice della falda, e la linea di discordanza potendo rappresentare l'inizio del distacco stratigrafico tra falda e substrato.

Precisiamo alcune particolarità di questa linea di discordanza: nel suo tratto occidentale (sul versante destro della V. del Luglio) è segnata dal De Alessandri come iniziantesi a Vallalta, passante al piede meridionale dell'Altino e spingentesi fino in corrispondenza del valico tra Altino ed Altinello; nel suo tratto orientale (sul versante sinistro della V. del Drione) io l'ho seguita da Piano a Ronco a Torè e fino a Bianzano, constatando che va assumendo via via direzione prima ENE, e poi anche NE; forse vi allude anche il De Alessandri colle parole « nel monte Altinello si osserva una rottura, con direzione SO-NE, presso la V. Rossa ».

Ma le mie osservazioni forniscono ancor maggiori particolari. Prendiamo le mosse dallo sperone Col Gal-Altinello: a Col Gal gli strati retici scendono a nord; tra quota 823 e quota 866 essi diventano pressochè verticali; ed al piede dell'Altinello infine la loro pendenza si fa invece a sud (di circa 45°); lungo questo crinale abbiamo dunque una specie di ventaglio stratigrafico, che farebbe pensare ad una sinclinale molto stretta. La stessa disposizione troviamo nella nostra conca: sia a Gaverina che a Mologno infatti gli schisti ed i calcari retici — talora con belle e regolari superficie di strati, talora variamente corrugati e con frequenti pieghe a ginocchio, e talora stranamente contorti e tormentati — offrono pur sempre generale pen-

denza a nord (intorno alle fonti minerali media pendenza N 25 E 36); e tali condizioni si mantengono anche più a nord, e cioè a Piano, a Ronchi, a Trate, a Cerete basso, a Costa ed a Spinone, solo che la pendenza tende a farsi più forte; ma sopra Piano, a Ronco, verso la forcella per V. Rossa, a Cerete alto, a Torè ed a Bianzano gli strati si mostrano pressochè verticali, e poi anche in contropendenza, ossia con forte immersione sud.

Dove però si comprende non trattarsi di una stretta sinclinale, bensì di una dislocazione, è nel tratto fra case Torè e Bianzano; lungo questo tratto è infatti sempre ben evidente una liscia parete di scorrimento, quasi verticale, scendente a sud in concordanza cogli strati, e presentante anche breccie di frizione.

Si potrebbe invero pensare che la linea, della quale abbiamo ora dati alcuni particolari, non rappresenti che un ordinario rigetto con affondamento della plaga postavi a sud; ma quando avremo dimostrata la presenza, da Col Gal a M. Facto, di una coltre carreggiata, non esiteremo a ritenere che detta linea rappresenta invece l'inizio del distacco tra coltre e substrato e che per conseguenza l'anticlinale retrostante rappresenta le radici della coltre stessa.

Da Col Gal procedendo a sud, lungo il crinale per la Cima di Geros, si vede che il Retico cessa tosto e che vi si sostituisce l'Ettangiano, il quale continua fino alla cima, offrendo ne' suoi strati una pendenza a nord di circa 45°; ma detto Ettangiano, benchè sovrapposto al Retico, è con questo in discordanza, e ciò si può chiaramente constatare sul versante occidentale o di V. Luglio, dove, tra il valico Prenda-Geros e Casale, viene allo scoperto una striscia di Retico. Anche il De Alessandri ebbe a notare tale discordanza, e per spiegarla — non potendo qui ricorrere a trasgressione od a rigetto — accenna bensì a scorrimento, senza però assurgere da questo fatto al concetto di falda carreggiata come oggi la si intende.

Sul versante orientale o di V. Drione l'Ettangiano è sviluppato a tutta distesa fin quasi al Drione stesso, da sud di Gaverina e di Mologno spingendosi fin sul crinale Geros-Facto; ed anche qui offre ne' suoi strati pendenza a nord di circa 45°

e si presenta in discordanza col sottostante Retico; il contatto fra i due orizzonti fu da me precisamente osservato a casa 562 (a sud delle Fonti) e presso Mologno (sulla destra del Drione); anche a Pra dei Geli e a casa Tagliata — dove per erosione della coltre ettangiana riappare il Retico — notai, al contatto tra i due orizzonti, disturbi tectonici dei quali allora non seppi darmi ragione, ben lontana come era la mia mente anche solo dall'intravedere un carreggiamento.

Sul versante meridionale della catena Geros-Faeto all'Ettangiano fan seguito, in serie rovesciata, vale a dire con strati costantemente scendenti a nord, il Lias, il Giura e la Creta; siamo qui in presenza della cerniera frontale dell'anticlinale rovescia che costituisce la falda. Una cava di pietra, a nord di casa Martina verso il ponte sul Drione, mette in bella evidenza i sottili strati di calcari cinerei liassici scendenti a nord quasi verticalmente.

Ma vediamo l'estremo orlo della nominata cerniera: il De Alessandri fa rilevare un'altra linea di frattura, pure diretta da ovest ad est e decorrente nella formazione cretacea tra il Costone di Gavarno, la V. Calchera e Luzzana. « Essa segna la separazione tra la Creta raddrizzata e quella a dolci pieghe »; meglio non si poteva esprimere per far sì che, alla luce della teoria dei carreggiamenti, fosse reso evidente essere detta pretesa frattura la linea di quasi raccordo tra la cerniera frontale di una falda carreggiata ed il substrato.

Concludendo: l'anticlinale dell'Altinello non è altro che il nocciolo retico (messo a nudo dall'erosione) di un'anticlinale coricata che doveva comprendere tutte le formazioni mesozoiche successive, anticlinale la cui gamba inversa fu soppressa, la cui gamba normale fu abrasa, e la cui cerniera si trova sopra Luzzana, cioè cinque chilometri più a mezzogiorno; la linea di discordanza del piede meridionale dell'Altinello e la linea di discordanza sopra Luzzana segnano i limiti del carreggiamento, la prima indicando l'inizio del distacco della coltre dal substrato, e la seconda indicando la fine del distacco stesso, ossia il quasi raggiunto raccordo; il substrato è la gamba normale d'una sinclinale coricata, e la coltre è la gamba normale della sovrappostavi anticlinale coricata, e mentre le radici di questa

coltre sono nell'anticlinale retica dell'Altinello, il suo fronte è nella piega a C degli strati cretacei sopra Luzzana.

Prove più convincenti della realtà di questa falda possiamo avere se volgiamo la nostra attenzione alle plaghe che toccano a sera ed a mattina quella or ora considerata. Per la plaga a sera ci possiamo servire del già ricordato lavoro del De Alessandri, la cui diligente carta geologica, esaminata alla luce della teoria delle coperture, ci sarà ottima guida; e per la plaga a mattina, oltrechè di alcune note da me prese sulla V. Cavallina (o del Cherio) durante il mio soggiorno a Gaverina nel 1897, mi servirò di altre note prese in una escursione da me compiuta nell'attigua V. Adrara il 30 gennaio 1906, nonchè di una pubblicazione fatta nel 1912 dal Rassmuss sulla V. Adrara stessa.

Dalla carta del De Alessandri rileviamo dunque che a sera del Prenda, e precisamente presso casa Nicoli, interviene un fatto notevolissimo, e cioè che i tre orizzonti del Lias si presentano improvvisamente invertiti, in modo che a contatto dell'Ettangiano si ha il Lias superiore ed a contatto del Giura il Lias inferiore; e tale invertimento prosegue fino nella plaga del Misma, dove il Lias inferiore si estende largamente occupando tutta la V. dei Prigionieri (che entra nel Serio a Pradalunga), e mostrasi anzi corrugato ad anticlinale. Ora è evidente che da casa Nicoli a Pradalunga siamo in presenza di una successione stratigrafica e di un corrugamento speciali, indipendenti dalla normale successione e dal generale corrugamento della regione, siamo cioè in presenza di una grande lacerazione, ossia di un grande sventramento (finestra) della coltre carreggiata, per cui è messo in luce il Lias di substrato; per tale fatto il Misma rivelerebbe ciò che il Prenda ed il Facto nascondono.

Sul pendio orientale della vetta del Misma è poi da notare una massa di Lias superiore priva di ogni significato tectonico; la sua presenza ivi è certamente dovuta a scoscendimento, verificatosi posteriormente all'aprirsi della finestra.

Veniamo ora alla V. Cavallina ed alla V. Adrara: un fatto che parmi indiscutibile è questo, che in dette due valli cessa l'indicata sovrapposizione della serie della coltre sulla serie del

substrato, parmi cioè indiscutibile che ad oriente della nostra plaga, mentre l'anticlinale coricata costituente la coltre volge a NE (da Bianzano ad Endine le radici, dal Facto a Corna Colognola e M. Torrezzo il gascio, da Luzzana a S. Antonio il fronte), l'anticlinale del substrato (mostrantesi in V. dei Prigionieri e poi sepolta sotto la coltre) volge ad ESE, ricomparendo al M. di Grone per proseguire al M. Bronzone (sotto forma però di nuova falda di copertura); avremmo insomma un divaricamento delle due rughe, e tra di esse anzi apparirebbe (in V. Calvarola, affluente di V. Cavallina) la conca di S. Antonio, mentre la sinclinale Luzzana-Foresto costituirebbe il raccordo della nuova falda col proprio substrato.

Spingendo più oltre l'indagine, possiamo affermare che la nostra falda verso occidente (oltre il Serio) si continua in quella del Canto Alto, come l'anticlinale di Pradalunga si ripresenta sul Brembo a Clanezzo; e verso oriente (oltre il lago d'Iseo) si continua in quella del Guglielmo, come la nuova falda Grone-Bronzone si continua in quella di M. Redondone. In altro lavoro, in corso di pubblicazione, mi occupo espressamente della falda del Canto Alto, mentre in precedenti lavori (del 1906, del 1910, del 1911 e del 1912) dissi già ampiamente delle due falde Guglielmo e Redondone.

A complemento della presente nota dirò degli affioramenti porfiritici del territorio di Gaverina. Si tratta di porfiriti dioritiche, a colorito prevalentemente grigiastro, con interclusi bianchi (feldspato) e neri (anfibolo); a seconda del prevalere o meno di elementi macroscopici sulla pasta fondamentale, si presenta nei due tipi granitoide e porfiroide; spesso è decomposta e dà origine ad un terreno giallo. Si presenta intercalata agli schisti ed ai calcari retici sotto forma di filoni-banchi; in qualche punto però (p. es. verso il valico per la V. Rossa) la direzione dell'intruso forma angolo con quella degli strati. Ai contatti ho frequentemente notato alterazioni e nei calcari (più ricchi di venature spatiche) e negli schisti (più duri e più fragili).

Seguendo il partiacque che va da Col Gal alla base dell'Altinello si vengono ad intersecare, insieme a quegli strati retici verticali, tutti gli interclusi filoni-banchi di porfirite, i quali mi risultarono in numero di otto, di potenza assai diversa

l'uno dall'altro. Gli affioramenti porfiritici continuano anche da est di detto partiacque, e si trovano sempre in quella zona di strati verticali che sta dinanzi all'anticlinale madre della falda: un grosso affioramento si trova a sera di Piano; altro a monte di Ronco; un gruppo di affioramenti (mi risultarono in numero di sette) abbiamo poi verso il valico per la V. Rossa e fin oltre il valico stesso; altro infine si trova a case Dorè.

È certo che l'emersione di questa porfirite è posteriore alla formazione degli strati retici; con tutta probabilità è coetanea del corrugamento degli stessi, è cioè terziaria, e precisamente del mezzo dei tempi terziarî; è infatti presumibile che il diastrofismo di detta età — generatore di pieghe, di discordanze e di carreggiamenti — sia stato altresì la causa determinante di iniezioni endogene.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 10 febbr. 1921].

OSSERVAZIONI GEOLOGICHE E PETROGRAFICHE SUI DINTORNI DI VALMONTONE (LAZIO)

Nota del socio G. Cumin

Dei dintorni di Valmontone, costituiti da tufi prodotti dalle eruzioni laziali, non si rinvengono notizie dettagliate. I numerosi autori che studiarono il Vulcano Laziale ed i suoi prodotti hanno quasi dimenticato che la vasta regione compresa tra il rilievo vulcanico da un lato ed i Monti Lepini e Prenestini dall'altro è composta di terreni vulcanici che offrono anche essi un interessante e proficuo campo d'indagine.

Solo il Sabatini [1] nel suo noto volume descrive una sezione naturale osservata presso Valmontone. Credo perciò opportuno raccogliere qui le osservazioni fatte durante alcune escursioni in questa regione.

Il complesso dei tufi che si osserva è molto regolare, esso costituisce tutto il territorio che si estende tra Palestrina, Zagarolo, Valmontone, Artena, Segni e Genazzano. Cinque varietà di tufo vi si possono osservare; esse sono, dall'alto in basso:

1. Tufo terroso, bruno-oscuro.
2. Tufo litoide giallo-bruno.
3. Un complesso di tufo terroso, composto da 4-5 straterelli bruno-chiari e bruno-oscuri.
4. Tufo litoide giallo-bruno.
5. Pozzolana grigia.

La pozzolana grigia è debolmente cementata ad elementi molto alterati. Essa è ricca d'inclusi lavici appartenenti a delle leucititi e di aggregati minerali.

[1] Sabatini V., *I Vulcani dell'Italia Centrale ed i loro prodotti. — Parte I. Vulcano Laziale*, pag. 101, Roma, 1900.

Al microscopio le leucititi si mostrano profondamente alterate, in esse non sono riconoscibili che i fenocristalli di *augite*, la massa fondamentale è completamente limonitizzata e di colore variante tra il bruno-oscuro ed il nero. Gli aggregati minerali sono in gran maggioranza basici e composti da *pirosseno-augite* e da *leucite* farinosa, meno frequente si trova la *biotite*. Merita un cenno speciale un incluso raccolto verso Segni, esso consiste in un ciottolo della grandezza d'un pugno e di aspetto scoriaceo; nell'interno di esso si osservano dei cristalli inalterati di leucite, grossi 0,5 cm. e tra essi come massa cementante della biotite che osservata a luce polarizzata convergente risulta essere in gran parte *merosseno* mentre poche sono le lamelle riferibili all *anomite* [1]. La corteccia di questo incluso è rosso-bruna, bollosa e grossa dai 3 ai 5 millimetri, essa riproduce in grande il fenomeno del bordo magmatico descritto dal Sabatini [2] per i fenocristalli dei tufi, con il quale esso ha indubbiamente l'origine comune.

Immediatamente sopra la pozzolana sta un banco di tufo litoide giallo-bruno, potente dai 4 ai 5 metri. Gli inclusi lavici e gli aggregati minerali ch'esso racchiude sono ben conservati, ad occhio nudo si osservano inoltre cristalli di leucite inalterata d'aspetto vitreo e dell'augite nera.

Al microscopio si distingue una massa fondamentale composta di minuti granuli isotropi di colore giallastro e di piccoli frammenti irregolari di *pirosseno, biotite* e *leucite*. Sparsi nella massa fondamentale si osservano cristalli di pirosseno monoclino, di *leucite*, laminette di *biotite*, aggregati minerali ed inclusi lavici.

Il *pirosseno* è di colore verde-bottiglia e possiede un'estinzione massima di 42° rispetto all'asse *c*, ciò che dimostra trattarsi di *augite:* raramente questa presenta forme cristallografiche nette ma si osserva per lo più in frammenti irregolari.

La *leucite* è molto frequente tanto in cristalli che in frammenti, essa è sempre inalterata con le caratteristiche lamelle di

[1] Strüver, *Sopra alcune miche del Lazio,* Rend. R. Acc. Linc., s. 4ª, vol. II, pag. 730, I semestre, Roma, 1877.

[2] Sabatini, *Op. cit.*, pag. 182-183.

geminazione ben visibili. Taluni cristalli, a preferenza i più grandi, sono ricchi di inclusioni sparse senza ordine nell'interno di essi, esse sono costituite di *magnetite*, *augite* e *vetro*, quest'ultimo assume talvolta il contorno ottagonale del suo ospite.

Le lamine di *biotite* sono frequenti e presentano il solito pleocroismo:

a = giallo-bruno chiaro.
b = c = giallo-bruno oscuro quasi nero.

Rara e sempre in granuli è la *magnetite*.

Gli inclusi lavici sono solo in parte alterati e gli elementi che li costituiscono rimangono ancora ben visibili attraverso il sottile velo limonitico che si stende sopra le sezioni.

La *leucite* di questi inclusi, che appartengono ai diversi tipi di leucitite, comuni nel Vulcano Laziale, appare spesso in forma di croci, il vario passaggio che si osserva tra queste e il minerale idiomorfo fa supporre che questo fenomeno oltre ad essere d'origine primaria, come spiega il Sabatini [1] possa essere d'origine secondaria e dovuto all'alterazione delle inclusioni augitiche e magnetiche.

Un incluso lavico di questo tufo rinvenuto presso la stazione di Artena mostra dei filoncelli di *calcedonio* facilmente riconoscibile dal basso indice di rifrazione, dalla struttura fibrosa e dalle croci nere che si osservano a luce polarizzata.

Gli aggregati minerali sono composti di *leucite* per lo più caolinizzata, associata all'*augite* e *biotite*, in qualche incluso si osservò pure la *melilite* ma scarsamente rappresentata.

Al tufo descritto segue un banco potente da 0,50 a 0,80 metri composto da piccoli lapilli grigi della grossezza di un pisello e da cristalli di *leucite* talvolta fresca, tal'altra farinosa. In alcuni punti questo banco che è di solito incoerente assume una consistenza litoide e forma tutto un complesso con il sottostante tufo dal quale però si differenzia nettamente per il colore.

Sopra questo banco si trova il complesso di tufo terroso composto da cinque strati di tufo dello spessore complessivo di 4 metri circa, tra questi strati è degno di nota uno di colore rosso-

[1] Sabatini, *Op. cit.*, pag. 274-276.

cupo, che si riscontra sempre dove questa formazione affiora. In tutti gli strati di tufo sono comuni i cristalli di *augite*.

Il tufo terroso sostiene a sua volta un altro banco di tufo litoide, potente 4–5 metri, di colore simile a quello già descritto ma che si differenzia agevolmente da quest'ultimo, per lo stato d'alterazione dei cristalli e dei frammenti lavici ed aggregati minerali ch'esso racchiude.

Il microscopio mostra una massa fondamentale composta di granuli isotropi di colore giallo-bruno, e sparsi in essa dei cri-

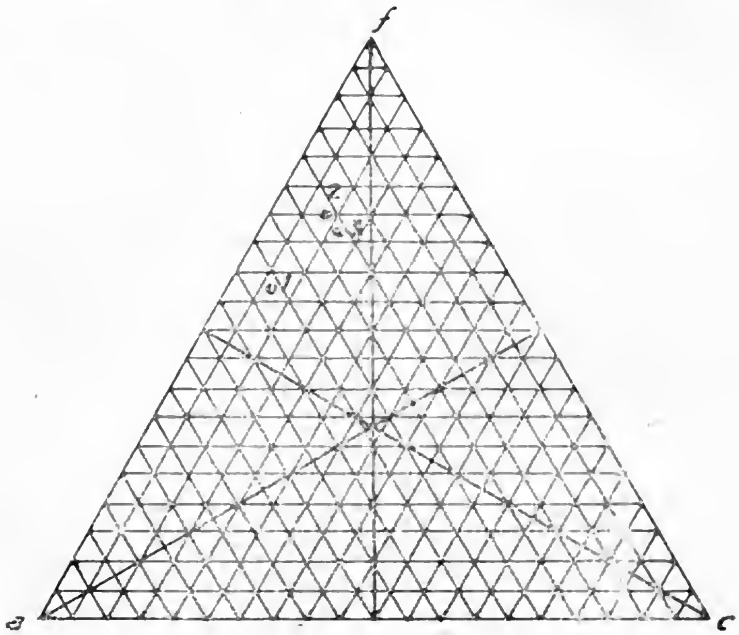


Fig. 1. — Proiezioni delle analisi secondo Osann.

I numeri corrispondono a quelli delle Tabelle.

stalli di *augite*, lamine di *biotite* e più raramente della *leucite* caolinizzata e qualche plaga di *calcite*.

Gli inclusi lavici mostrano la pasta fondamentale completamente alterata in una sostanza ferrugginosa di colore variante tra il giallo-bruno ed il nero. I feno-cristalli di *leucite* sono riconoscibili al loro contorno cristallografico mentre quelli di *augite* sono ancora intatti.

Gli aggregati minerali, tutti di tipo basico, hanno i soliti componenti, cioè *augite* e *leucite* predominanti, *biotite* accessoria.

Interessante è un tipo d'inclusi omogenei a rapporto immediato, a struttura zonata, con fasce giallo-brune ed incolori, trattasi evidentemente di frammenti vetrosi con diversa composizione chimica nelle differenti fasce, tanto più che nelle zone incolori si osservano a nicols incrociati dei prodotti di devitrificazione con azione incerta a luce polarizzata.

Tufi terrosi della potenza di 0,5 ad 1 metro coprono il tufo litoide, essi sono di colore avana e non contengono che delle scarse augiti nere.

I tufi descritti appaiono in punti differenti a seconda dell'altitudine del terreno, così in direzione di Segni i fianchi delle valli, che numerose incidono il terreno, sono costituiti in gran parte dalla pozzolana che in direzione di Artena e Labico scompare sotto la superficie, essendo quivi il terreno più alto. Nelle valli nei cui fianchi si osserva tutta la formazione tufacea

Fig. 2. — Sezione lungo la linea Roma-Napoli. Tra le stazioni di Labico e Valmontone.

1. Tufo terroso. — 2. Tufo litoide superiore. — 3. Complesso di tufi terrosi. — 4. Banco di lapilli misto di leucite. — 5. Tufo litoide inferiore. — 6. Pozzolana. (Scala 1 : 2500).

notasi sui versanti una marcata rottura del pendio in corrispondenza del contatto tra il tufo litoide inferiore e la pozzolana. La porzione dei fianchi vallivi costituita da quest'ultima ha un pendio più dolce di quella dove appare il tufo litoide che forma delle pareti di solito verticali e ciò si spiega con la differente resistenza delle due rocce alle forze disgregatrici dell'atmosfera.

La pozzolana con la sua poca coerenza viene facilmente asportata dalle acque piovane, i tufi litoidi soprastanti perdendo così il loro sostegno cadono in grossi blocchi nel fondo-valle, generando con i distacchi le caratteristiche pareti verticali.

Alle falde dei Monti Lepini il complesso tufaceo è ricoperto da terreni di trasporto, in gran parte composti da tufi misti di ciottoli calcarei, solo subordinatamente si osservano dei banchi di conglomerati calcarei.

Gli strati di questi terreni sono fortemente inclinati fino a 60° vicino alle montagne, mentre che i più lontani sono quasi orizzontali.

* * *

Nella località detta *La Cacciata* sita nel triangolo Artena, Valmontone, Labico appaiono segnati nella carta al 1:100.000 edita dal R. Ufficio Geologico nel 1888 tre piccoli lembi di lava poco distanti uno dall'altro, nella carta geologica del Sabatini annessa alla nota monografia questi lembi lavici sono trasformati in tufi litoidi. Una visita fatta a detta località permise di constatare la presenza dei tre lembi di lava.

Trattasi di piccoli affioramenti posti tra il tufo litoide inferiore ed il complesso dei tufi argillosi. Il primo di questi lembi si trova sulla strada che dalla stazione di Labico va alla Cacciata, la lava che quivi affiora è di colore grigio-azzurro chiaro e di struttura scoriacea, proseguendo la strada si arriva alla piccola sorgente della Cacciata presso la quale si trova un altro lembo di lava, compatta all'interno e scoriacea alla superficie che è molto simile alla lava del primo lembo, infine di fronte alla sorgente, verso est, si osserva il terzo affioramento.

Le tre lave sono di colore grigio-azzurro e mostrano pochi cristalli macroscopici di pirosseno.

Al microscopio esse sono di ugual composizione e struttura. In una pasta fondamentale costituita da feldspati calco-sodici in microliti allungati, granuli di pirosseno e di leucite si osservano pochi fenocristalli pirossenici.

I feldspati sono in forma di microliti allungati secondo lo spigolo (001) (010). Essi appaiono in cristalli semplici o geminati, in questo ultimo caso predominano i geminati di Carlsbad mentre sono rari quelli dell'albite.

Rarissimi sono i cristalli del primo tempo e che sono gremiti di inclusioni pirosseniche e vetrose.

Le misure d'estinzione eseguite su molti microliti hanno dato:

Su (010)

— 25°	Ab_{40} An_{60}	labradorite
— 27°	Ab_{35} An_{65}	labradorite
— 23°	Ab_{48} An_{52}	andesina basica
— 8°	Ab_{64} An_{36}	andesina
— 7°	Ab_{65} An_{35}	andesina
— 13°	Ab_{57} An_{43}	andesina

Su (001)

— 4°	Ab_{52} An_{48}	andesina
— 7°	Ab_{45} An_{55}	andesina
— 10°	Ab_{40} An_{60}	labradorite
— 12°	Ab_{35} An_{65}	labradorite
— 11°	Ab_{37} An_{63}	labradorite
— 19°	Ab_{22} An_{73}	labradorite
— 14°	Ab_{30} An_{70}	labradorite

L'angolo ω è stato di:

$\omega = 74°$	Ab_{32} An_{68}	labradorite
$\omega = 75°$	Ab_{35} An_{65}	labradorite
$\omega = 77°$	Ab_{38} An_{62}	labradorite
$\omega = 73°$	Ab_{31} An_{69}	labradorite
$\omega = 93°$	Ab_{62} An_{48}	andesina

Si tratta, come risulta dalle misurazioni eseguite, di poca *andesina* e molta *labradorite*.

Devesi notare che in questa roccia i microliti feldspatici si prestano molto bene per quest'ultima determinazione, ciò che solo eccezionalmente accade per le leucotefriti. Condizioni simili osservai pure nel basalto labradoritico della contrada Sabatino presso Pofi [1].

La *leucite* si trova negli interstizi lasciati dai microliti pirossenici e feldspatici ed è perciò di solito allotriomorfa con poche inclusioni di pirosseno, magnetite, vetro, e molto più raramente anche di apatite. La leucite è inalterata senza lamelle di geminazione polisintetica ed è tutta del secondo tempo.

[1] Cumin G., *Su di una nuova corrente lavica nei Vulcani degli Ernici*, Boll. Soc. Geol. It., vol. XXXVIII, p. LXIII, Roma, 1919.

Il pirosseno è di colore verde-chiaro talvolta quasi incoloro. L'estinzione massima rispetto all'asse *c* raggiunge i 45°, ciò che dimostra essere il pirosseno un'*augite*. I microliti augitici sono molto frequenti e di color verde-bottiglia, essi si presentano raramente allungati, di solito sono rotondeggianti. I fenocristalli sono invece cristallograficamente ben sviluppati e mostrano le solite forme: (100), (010), (110), (111).

Talvolta si presentano zonati, con il bordo più chiaro, verde-pallido od incolore ed il nucleo più oscuro: ed allora quasi sempre con un sensibile pleocroismo.

I fenocristalli, oltre ad essere isolati nella massa fondamentale, sono anche riuniti in gruppi, e geminati per compenetrazione secondo il piano (122).

La *biotite* si osserva in tutte le sezioni in piccole laminette pleocroiche del secondo tempo. Più importanza assume l'*olivina* che si osservò non troppo frequente tanto nel primo che nel secondo tempo. I fenocristalli sono circondati da un bordo limonitico e più o meno profondamente corrosi; essi racchiudono numerose inclusioni di magnetite e di vetro in parte già devitrificato.

La *magnetite* si rinviene in granuli tanto inclusa che sparsa nella pasta fondamentale, mentre che in aghetti e molto scarsa trovasi l'*apatite*.

L'analisi chimica, eseguita su un campione tolto al secondo affioramento, ha dato:

$Si\ O_2$	50,67
$Ti\ O_2$	tracce
$Al_2\ O_3$	16,46
$Fe_2\ O_3$	5,81
$Fe\ O$	3,46
$Mn\ O$	tracce
$Mg\ O$	3,87
$Ca\ O$	11,58
$K_2\ O$	5,42
Na_2O	3,28
$P_2\ O_5$	0,10
$H_2\ O$ a 110°	0,15
TOTALE:	100,80

Formula magmatica secondo Osann:

s 54,5 a 4,1 c 1,9 f 14 n 4,7.

Formula magmatica secondo Leowingson-Lessing.

$$2{,}33\ RO.\ R_2O_3.\ 4{,}26\ SiO_2 : R_2O : RO = 1 : 3{,}21;$$
$$K_2O : Na_2O = 1 : 0{,}90 \qquad \alpha = 1{,}7 \qquad \beta = 78$$

Dall'esame microscopico e dall'analisi chimica la roccia esaminata risulta essere una *leucotefrite basanitica.*

Nel Vulcano Laziale le leucotefriti sono scarsamente rappresentate. Il Sabatini ne cita solo poche correnti che però differiscono dalla roccia esaminata per la mancanza di olivina e la quasi costante presenza in esse di hauyna. La nostra roccia si avvicina alla leucotefrite dell'Osteria della Colonna, salvo che in quest'ultima manca l'olivina e la leucite è anche di prima formazione. Alcuni punti di contatto la nostra lava presenta anche con le lave erniche e più precisamente con la basanite di S. Francesco presso Ceccano descritta dal Viola [1]. La roccia della Cacciata si può considerare come un tipo intermedio tra le leucotefriti laziali e la basanite ernica.

Riporto qui sotto l'analisi di una leucotefrite laziale (I, banco Lago di Nemi), della roccia della Cacciata (II) e della basanite ernica (III).

	I [2].	II.	III [3].
SiO_2	48,38	50,67	46,39
TiO_2	0,15	tr.	—
Al_2O_3	19,03	16,46	18,88
Fe_2O_3	10,57	5,81	8,51
FeO		3,46	
MnO	tr.	tr.	—
MgO	1,13	3,87	7,58
CaO	5,69	11,58	12,45
K_2O	6,42	5,42	2,70
Na_2O	4,40	3,28	2,76
P_2O_5	0,33	0,10	0,30
SO_3	1,61	—	—
H_2O a 110°	0,64	0,15	0,13
	100,61	100,80	99,40

[1] Viola C., *I principali tipi di lave dei Vulcani Ernici*, Boll. R. Com. Geol. d'It., vol. 33, pag. 104. Roma, 1902.

[2] Aichino, *Anal.*, il tenore in SO_3 è dovuto all'hauyna; in Sabatini, *op. cit.*, pag. 164.

[3] Aichino, *Anal.* in Viola, *op. cit.*

In tutte e due le analisi il ferro è dosato allo stato ferroso.

Valori dei gruppi e formula magmatica secondo Osann.

	S	A	C	F	K	n	s	a	c	f
I.	50,31	11,33	1,65	17,73	0,63	4,38	56,3	7,4	1,1	11,5
II.	54,52	7,12	3,38	24,58	0,74	7,7	54,5	4,1	1,9	14
III.	49,46	4,39	7,52	26,59	0,73	5,8	49,5	2,3	4	13,7

La perfetta concordanza petrografica dei tre affioramenti della Cacciata fa supporre trattarsi d'una colata sola, spezzata poi dall'erosione. La sua presenza insieme a dei banchi di lapilli giallastri e violacei, ricchi di lamine di biotite e di cristalli di augite, che si rinvengono all'intorno, giustifica l'ipotesi dell'esistenza d'un apparato avventizio del primo periodo eruttivo laziale alla Cacciata.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 21 febbr. 1921].

LE DUE FAGLIE DI SCHIO

STUDI DI GEOLOGIA DEI MONTI DI SCHIO

Memoria del dott. Olinto de Pretto

(Tav. VIII-XII)

I.

Caratteri principali delle stratificazioni. — Considerazioni di indole generale.

Terreni Terziari.

Strati di Schio. — Gli strati sedimentari più giovani probabilmente di tutta la provincia sono rappresentati dai caratteristici strati che dal Suess furono detti di Schio: essi appartengono al Miocene.

Sono calcari grossolani, gres calcariferi, che si trasformano superiormente in marne e arenarie argillo-calcaree in banchi potenti friabili e molto decomponibili.

Nella fig. 1 abbiamo il profilo di queste stratificazioni viste da sud.

Il Tornquist nello studio pubblicato nel 1901 col titolo *Das Vicentinische Triasgebirge*, secondo quanto riporta il Maddalena, l'egregio geologo mio concittadino [1], distingue gli strati di Schio in una zona inferiore di calcare a *Lithothamnium* ed una superiore di calcari con molti *Pecten* e coi caratteristici fossili, la *Scutella Subrotundaeformis* ed il *Clypeaster*.

È strano che il Tornquist che ha molto studiato questa località non si sia accorto che sopra questi calcari vi è un notevole banco di gres argilloso verde, limitato, è vero, alle

[1] Maddalena L., *Osservazioni geologiche sul Vicentino*, Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. XXV, 1906, pag. 691.

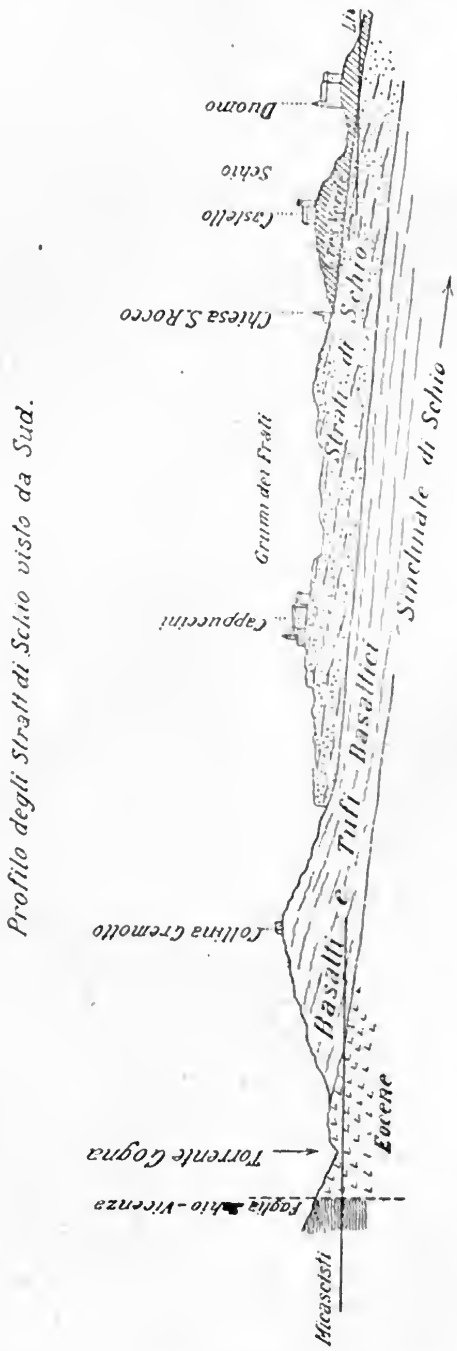


Fig. 1. *Profilo degli Strati di Schio visto da Sud.*

colline del Castello di Schio ed a quelle del Duomo, ma pure abbastanza appariscente. Infatti il Maddalena scrive [1]: *qui (a Schio) adunque non si distinguono che due piani, mentre a Marostica il Suess ne ha descritti cinque.*

Anche a Schio adunque abbiamo rappresentati gli strati più giovani costituiti, come dissi, di un gres argilloso verde; vi sono numerose conchiglie ma senza i fossili caratteristici dei calcari inferiori.

Essendo molto decomponibili sono evidentemente scomparsi dal piano roccioso dei Grumi dei Frati non essendo rimasto che il ristretto lembo che dal Castello si prolunga verso est sotto l'abitato di Schio.

Un tempo questi colli detti Grumi dei Frati e dei Cappuccini erano allo stato semiselvaggio e offrivano larga messe di fossili, ma ora, demoliti in parte per trarne pietrame da costruzioni, bonificati, chiusi da siepi e muri e tutti coperti di case, orti e campi, offrono poco al raccoglitore.

[1] Maddalena, *op. cit.*

È da ricordare che in una pietraia in prossimità alla Valletta dei Frati, furono nel 1877 rinvenuti gli avanzi di un grande teschio conservati nella modesta raccolta dello scrivente. Nel settembre 1884 il prof. Meneghini, che mi onorò di una visita, giudicò il detto fossile della famiglia dei Sirenoidi, cetacei erbivori a cui appartengono il *Felsinoterium*, lo *Squalodon*, lo *Zeuglodon*, al cui studio si dedicava con grande competenza il barone De Zigno. Questi infatti lo ebbe nel suo laboratorio e lo riferì appunto allo *Squalodon Bariensis* trovato nella molazza della Baviera e illustrato dallo Zittel.

Più tardi lo *Squalodon* formò oggetto di vivo interesse pei geologi intervenuti al Congresso della Società Geologica tenuto a Schio nel settembre 1892. Più tardi l'illustre geologo senatore Cappellini desiderò riprodurlo in gesso pel Museo Universitario di Bologna e pubblicò in argomento una memoria che apparve negli Atti della R. Accademia delle Scienze di Bologna nel 1903 [1].

Gli strati di Schio si trovano notevolmente sviluppati ai piedi dei colli fra Schio e Vicenza, lungo il labbro della Faglia Vicenza-Schio della quale avremo da occuparci più avanti. I recenti lavori delle trincee hanno messo in vista banchi molto fossiliferi a Catrenta, alle Case di Malo, a Malo, a Isola e Castelnuovo.

La potenza complessiva di questa serie di strati credo possa stimarsi di oltre 100 metri.

Basalti e Tufi basaltici. — Come si vede nel profilo, fig. 1, i calcari di Schio poggiano sopra un banco di basalto e di tufi. Si tratta di un vasto e potente deposito che si riscontra in tutta la Provincia e che segna il passaggio fra il Miocene e l'Eocene. Intercalato coi tufi e coi basalti si trova in varie località qualche banco di lignite.

Strati eocenici. — Il terreno eocenico, tanto sviluppato in tutta la Provincia, è rappresentato nei Monti di Magrè e di Malo, specialmente dai calcari della parte più antica, essendo generalmente scomparsa la porzione superiore, costituita d'ordi-

[1] Capellini prof. sen. G., *Avanzi di Squalodonte nelle arenarie dei Grumi dei Frati presso Schio.*

nario di strati molto decomponibili. Invece alla base dei colli a nord di Schio lungo la Faglia Pedemontana [1] vi è rappresentata l'intera serie delle stratificazioni in posizione verticale. Anche qui per la loro grande resistenza e durezza, sono specialmente visibili i calcari; ma vi sono banchi di considerevole potenza anche fossiliferi di marne, arenarie, argille brune, verdi, scistose, di argille da gualchiera, ecc., ordinariamente celate dalla vegetazione.

Questa serie di stratificazioni che finisce nella parte più antica, col ben noto e caratteristico membro di Chiampo, è complessivamente di una notevole potenza. Credo che vi siano rappresentati tutti gli strati più noti delle altre località della Provincia, soltanto per la loro posizione verticale e per avere subite notevoli pressioni si prestano male ad essere studiati, anche nei pochi luoghi in cui sono in vista.

Terreni dell'Epoca Secondaria.

In perfetta concordanza, frequentemente però con separazione di banchi di Tufi basaltici, dai Calcari Eocenici si passa alla *Creta*.

Nella zona di Castellaro-Tombon e nei Monti di Magrè gli strati più giovani della Creta sono spesso rappresentati da uno strato di pochi decimetri di una marna grossolana rossa argillosa a cui fanno seguito i grandi banchi dei calcari scagliosi, rossi, bianchi, nettamente stratificati, coi caratteri ben noti anche ad un profano, essendo tanto usati nelle costruzioni. I fossili vi sono rari.

La potenza complessiva della Creta la stimerei di 500 metri almeno.

Dalla Creta, che nei suoi strati più antichi va aumentando di compattezza e di spessore, si passa al Giurese che incomincia coll'*Ammonitico Rosso*, il noto marmo rosso di Verona, tanto sviluppato anche ai Sette Comuni.

[1] Questo è il nome che credo adatto per questa grande faglia che segna il gradino dei monti fra Schio e Vittorio prospicienti la pianura.

Nei monti a nord di Schio, nello Scandolara ed alle falde del Summano si distingue benissimo, sebbene non abbia i caratteri così appariscenti del Rosso di Verona.

All'Ammonitico Rosso segue una grandiosa pila di strati calcarei che forniscono buona pietra da taglio come nelle cave di Piovene. Carattere di questi calcari ordinariamente è la resistenza alle intemperie per cui servono spesso di mantello protettore contro le erosioni, a cui sarebbe facile preda la sottostante Dolomia. Quando si segue il Giura dallo Scandolara per i colli delle Piane ma specialmente alle basi del Summano e più oltre lungo le falde degli Altipiani, sembra che le sue poderose stratificazioni formino l'ossatura principale a cui si debba l'esistenza stessa di tali monti e la loro conservazione. Questa benefica protezione del Giura la si comprenderà bene quando parleremo in particolare del Summano.

Gli altipiani dei Sette Comuni devono la loro conformazione in gran parte al Giura ed io credo che l'influenza favorevole di questi calcari saldi e resistenti alle intemperie sia indiscutibile per gran parte dei monti del Veneto.

La potenza del Giura, dall'esame sul posto nello Scandolara verso S. Quirico ed alle falde del Summano verso Piovene e Rocchette, la calcolerei dai 400 ai 500 metri.

Nella Val d'Astico e sugli Altipiani la parte più antica del Giura venne distinta dal De Zigno col nome di Calcari Grigi i quali sono in qualche località molto fossiliferi.

Anche nello Scandolara vi è qualche strato costituito interamente di conchiglie, una vera lumachella.

Dal Giura si passa in perfetta concordanza e quasi senza gradazione al *Trias Superiore* rappresentato dalla ben nota *Dolomia* detta *Principale* o anche *Carnica*.

La Dolomia copre una vasta zona nella Regione Veneto-Trentina, celebre per le sue caratteristiche montagne conosciute appunto col nome di Alpi Dolomitiche. Un nucleo limitato di monti dolomitici, che costituisce un piccolo gruppo a sè e che ho creduto di poter distinguere col nome di *Dolomiti Meridionali* e che potrebbe chiamarsi anche delle *Piccole Dolomiti*, lo abbiamo nell'alta Valle del Leogra e nelle altre valli che irradiano dal Gruppo Pasubio-Cima di Posta. Anche su questi

monti, vi sono guglie, pinnacoli, torri che si alzano ardite e che spiccano al disopra del verde dei boschi e dei pascoli, ma per la loro più modesta altezza [1] non possono gareggiare colle celebri Dolomiti del Cadore e delle altre valli contigue, testè guadagnate all'Italia dalla nostra grande vittoria.

Il fascino di queste celebri montagne è dovuto in ispecial modo al contrasto fra la sterilità, l'arditezza ed il candore delle cime e la fertilità e la freschezza delle pendici.

Le montagne dolomitiche devono considerarsi una specie di scheletro, residuo di tutto un ammasso che doveva in origine estendersi per tanta parte della zona alpina, ammasso che era, alle sue prime origini, ricoperto dagli strati giuresi, cretacei e terziari, complessivamente di una potenza enorme. Il volume di roccia asportato dai ghiacciai e dai fiumi deve calcolarsi a migliaia di chilometri cubici. Tutto si è inabissato nell'Adriatico una volta molto più esteso entro terra e profondo.

Un esempio grandioso di rapido sfacelo di una montagna, l'abbiamo nella frana di Rotolon sopra Recoaro, a tutti nota per l'influenza dannosa che esercita sul corso inferiore dell'Agno. Una visita a tale frana è veramente impressionante e dà l'idea della rapidità con cui una roccia in isfacelo possa essere demolita. Sono migliaia di metri cubi di materiale che ogni anno vanno a raggiungere il torrente ed alzare il suo letto in pianura.

Verso il fondo di una specie di grandioso imbuto vi ha un banco di gesso contro il quale si appoggiano le vertiginose scarpate della frana, sempre in movimento in causa dell'acqua che incessantemente erode il gesso ed asporta il materiale.

I lavori fatti con spese ingenti dallo Stato e dal Consorzio delle Provincie interessate, con dighe di sostegno nella parte inferiore e briglie, piantagioni e fascinate, ecc., superiormente, sembra abbiano portato qualche vantaggio, ma temo si tratti di beneficio passeggero: già i grandiosi muraglioni inferiori sono quasi sepolti nel materiale e in breve scompariranno sotto il torrente che riprenderà il suo libero corso sul letto un po' più

[1] Le due cime più alte, il Pasubio e la Cima di Posta, non arrivano ai 2300 m. sul mare.

rialzato. I muraglioni dovranno essere rialzati e sarà necessario farne altri di nuovi, ma ciò non potrà continuare.

E i lavori superiori sono più efficaci? Quando sul posto si considerano quelle spaventose rovine di materiale incoerente che incombono dall'alto della montagna da 1000 o da 1500 metri d'altezza, si prova un senso di sgomento e di sfiducia.

E se invece si facessero precipitare tutti quei massi, suggeriva in un suo scritto l'egregio sig. Raschi di Vicenza!

Forse ormai potrebbe essere troppo tardi, poichè si disfarebbe il poco di buono già ottenuto: forse avrebbe potuto essere un lavoro preparatorio da farsi prima di iniziare qualsiasi lavoro di assestamento della frana.

L'idea del resto sembra venire spontanea a chi visita la grande frana, specialmente nella sua parte superiore. A che pro affaticarsi con un lavoro di Sisifo e tener su con mille artifici, in gran parte vani, tanto materiale destinato fatalmente a precipitare in basso? Non sarebbe addirittura preferibile, ricorrere ad un mezzo eroico e provocare la caduta di tutti quei massi e di tutto quel materiale più in pericolo con grandi mine o scavi, liberando le creste, le scogliere ed i pendii più scoscesi? Il fondo del grande imbuto ne sarebbe colmato e messo al riparo dalle erosioni, causa forse unica della frana, poichè le acque sparirebbero nei meandri sotterranei. I pendii franosi assumerebbero scarpate più dolci, e non più esposti alla continua caduta dei massi, potrebbero consolidarsi e così ricoprirsi di boschi.

Carattere della Dolomia è adunque la sua grande erodibilità, il quale carattere è forse dovuto ad azioni chimiche interne che determinano un lento processo di disgregazione intima che si manifesta con la formazione di una infinita rete di screpolature che invade l'intera compagine della roccia. Ciò ha luogo senza alterazione di volume, tanto che d'ordinario conserva l'aspetto compatto, mentre al più piccolo urto ed all'azione delle intemperie, cade in isfacelo, suddividendosi in piccoli elementi cubici irregolari ed in minuto polverone.

Un tale processo di decomposizione non ha invaso però tutta la Dolomia, poichè in molti casi presenta notevole resistenza e compattezza per cui può resistere alle intemperie ed

assumere l'aspetto caratteristico che si riscontra nelle montagne dolomitiche.

Anche il calcare del Giura pur tanto saldo e resistente sembra che in qualche caso non sia esente da un'analoga decomposizione, specialmente nella zona di contatto colla Dolomia. Questo può riscontrarsi al Summano verso S. Orso dove il Giura ridotto a pochi metri di potenza sembra confondersi colla massa della Dolomia.

La potenza della Dolomia è molto rilevante: in Valle dei Mercanti, dove lo strato si presenta verticalmente, il suo spessore raggiunge e forse supera i mille metri; in altre località, in causa probabilmente delle forti pressioni, la Dolomia trovasi ridotta a poche decine di metri.

Della Porfirite. — Inferiormente alla Dolomia troviamo costantemente le roccie eruttive distinte coi nomi *Porfirite, Por-*

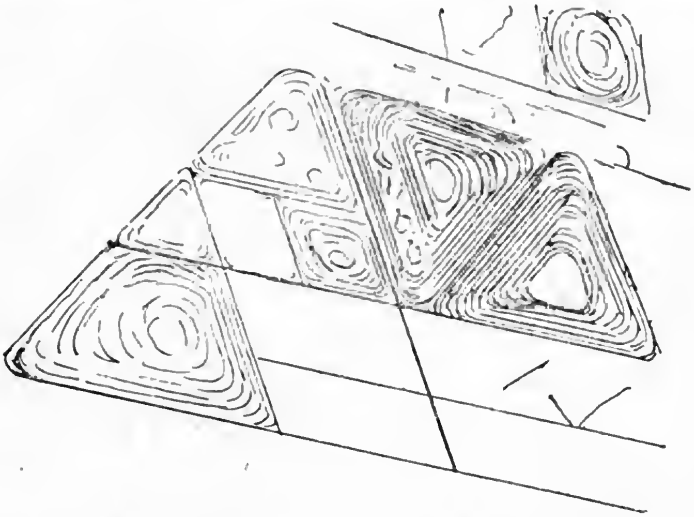


Fig. 2. — Porfirite prismatica presso S. Rocco di Tretto.

(I prismi sono di sezione triangolare o romboidale costituiti di sottili strati concentrici).

fido Pirossenico e da qualche geologo *Dolerite* o anche *Melafiro.* Tale roccia si presenta per vaste estensioni e grandi ammassi nei monti di Schio. Facilmente distinguibile per l'aspetto ferrigno-terroso che assume alle intemperie; presenta varietà, aspetti e caratteri chimici assai diversi secondo le località.

In un unico caso, a mio ricordo, trovai questa roccia nettamente prismatica, ciò che invece è così frequente nel basalto, ma si tratta di un esempio tipico che ho riprodotto fedelmente in uno schizzo (fig. 2) rilevato sul posto or sono molti anni in un ammasso di porfirite in decomposizione nella Valle del Timonchiello sotto S. Rocco di Tretto. Ripassando per quella località qualche anno dopo non trovai più traccia di nulla.

Secondo l'opinione prevalente dei geologi l'età della Porfirite è da riferirsi al periodo detto di Wengen che appartiene al Trias superiore. Certo è più antica della Dolomia.

Il prof. Tornquist nella sua carta di Recoaro-Tretto ed il Negri nella sua carta della provincia di Vicenza distinguono anche un'altra porfirite, per esempio la grande concentrazione delle Guizze, considerandola come una roccia intrusiva del Trias inferiore; ma vedremo trattando delle Guizze che una tale distinzione non è giustificata, anche se in qualche località si presenta inferiormente agli strati del Trias inferiore. Secondo me, si tratta di un unico vasto espandimento, più recente dei calcari del Trias medio, cui si sovrappose e si distribuì ininterrottamente e con una certa uniformità, quando tali calcari costituivano il fondo marino. Sovra questo espandimento di porfirite già raffreddato venne a depositarsi la Dolomia, la quale non subì per conseguenza nessuno dei processi di metamorfismo o di mineralizzazione, che ordinariamente risentono i calcari al contatto di rocce eruttive roventi. La mineralizzazione invece si riscontra alla parte inferiore, cioè appunto al contatto della Porfirite coi calcari del Trias medio, poichè si sovrappose a questi, allo stato liquido incandescente.

Questa porfirite, data la sua presenza immancabile, può considerarsi un vero strato in ordine cronologico accertato ed in concordanza compreso fra i calcari del Trias medio e la Dolomia.

Nella Valle dei Mercanti, verso il Passo di Varolo, dove si presenta insieme cogli altri terreni in posizione verticale, la Porfirite ha una potenza di non meno di 500 metri.

La Valle dei Mercanti era un tempo molto nota per le sue interessanti mineralizzazioni ed ebbe pure in passato qualche miniera produttiva: una varietà felspatica di porfirite che si trasforma in Caolino si trova in diverse località, ma special-

mente a Tretto, dove si estrae da molti anni in numerose cave e si mette in commercio col nome di Terrabianca di Tretto o di Vicenza.

Terreni Triasici e Permiani. — Inglobo in un unico capitolo il breve esame di tutti i terreni inferiori alla Dolomia ed alla Porfirite comprendenti il Trias medio, cioè il cosidetto Muschelkalk, il Trias inferiore ed il Permiano, il quale, sebbene appartenga all'era Paleozoica, forma un assieme di strati intimamente legati al Trias inferiore. Anzi soltanto da pochi anni si distinse nella parte più antica di questi il terreno Permiano: prima tutto era considerato Trias, così anche il Negri nella sua carta della Provincia di Vicenza. Una descrizione dettagliata di tutta la serie di strati sottostanti alla Porfirite la trovo nel classico lavoro del geologo mio concittadino Maraschini, *Sulla formazione delle rocce del Vicentino*, pubblicato nell'anno 1824 e rilevata da altro geologo, pure mio concittadino, L. Pasini, nel versante nord del M. Cengio che guarda sopra la fonte minerale di Torrebelvicino (pag. 89).

Ecco testualmente la descrizione degli strati a pag. 89:

1° Talco scistoideo.

2° Arenarie (Metassite) in piccoli strati subordinati.

3° Calcarea grigia che rappresenta la Calcarea alpina in banco potente con alcune conchiglie indeterminabili.

4° Arenaria screziata (Gres bigarrè) con marne in istrati estesissimi, contenente conchiglie.

5° Calcarea bianca in piccoli strati.

6° Marne di color giallo, con istrati di una roccia calcarea conchiglifera simile a quella che si osserva al Capitello della Comonda. Queste stesse marne, che sembrano appartenere agli strati superiori dell'Arenaria screziata, compariscono nella medesima direzione al di là della contrada delli Manfroni, ove evidentemente sono sottoposte alla Calcarea di Civillina.

7° Calcarea grigia, contenente numerose conchiglie, simili a quelle del Muschelkalk, con arnioni disseminati di barite solfata. Questa Calcarea sembra formare una sola massa colla Calcarea bianca superiore, la quale forma la sommità del Cengio e somiglia perfettamente a quella del Montenaro e del Castello di Pieve.

8° Calcarea bianca senza stratificazioni apparenti.

CARTA GEOLOGICA
DEI DINTORNI DI SCHIO

RILEVATA DAL DOTTOR OLINTO DE PRETTO

1916 - 18

SPIEGAZIONE DEI COLORI

- T. — Talcoscisto
- P. — Permiano
- Ti. — Trias Inferiore
- Tm. — Trias Medio (Calcare del M.^te Spitz)
- Por. — Porfirite
- D. — Dolomia Principale (Trias superiore)
- G. — Calcari Giuresi
- Cr. — Cretaceo
- E — Strati Eocenici
- B — Basalti - Tufi basaltici
- M — Strati di Schio (Miocene)

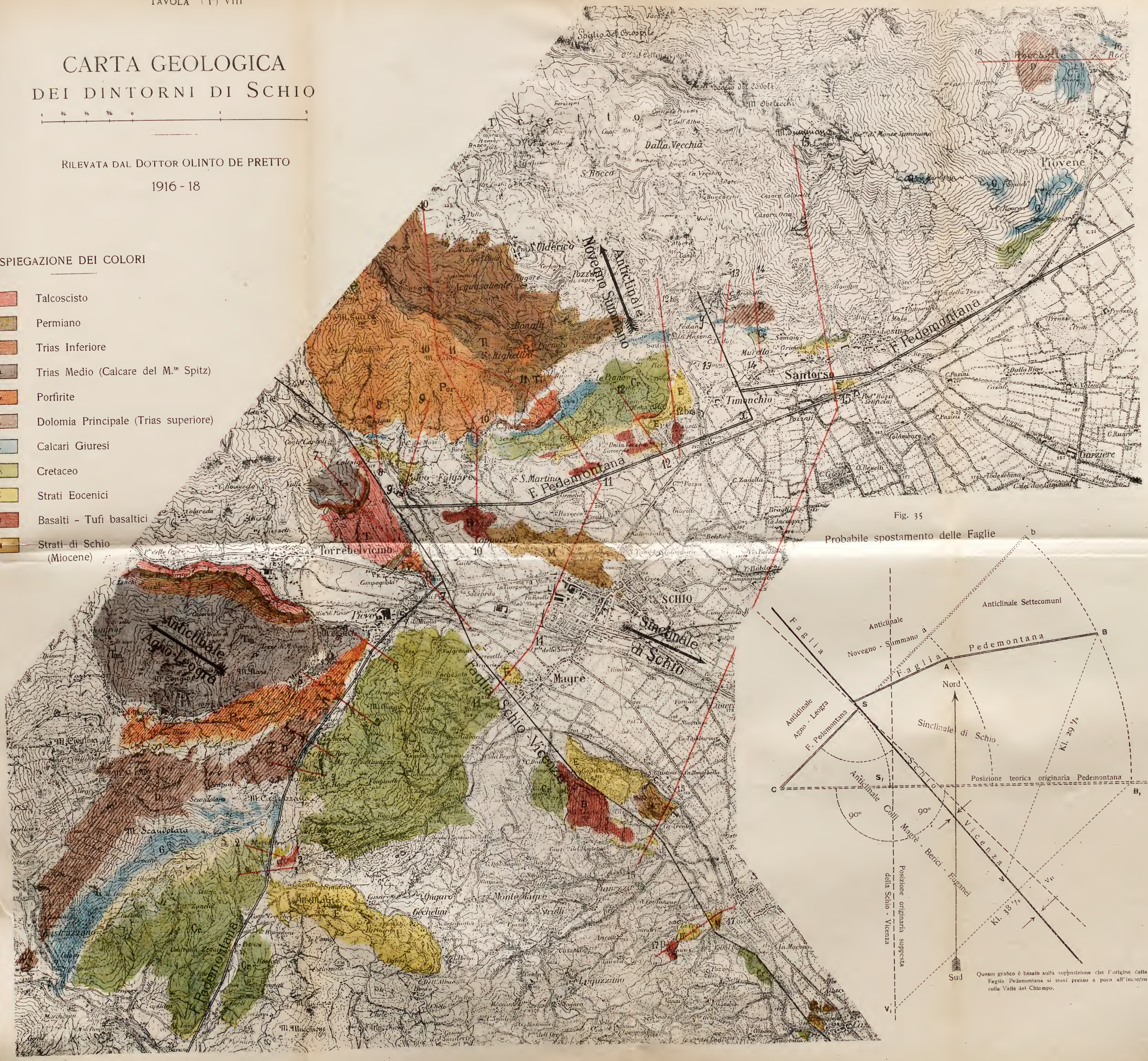


Fig. 35

Probabile spostamento delle Faglie

Questo grafico è basato sulla supposizione che l'origine della Faglia Pedemontana si trovi presso a poco all'incontro colla Valle del Chiampo.

Giudicando coi criteri moderni, si può ritenere che gli strati sotto il n. 2 corrispondano alle Arenarie di Val Gardena che si possono vedere molto meglio sviluppate in altre località, ed il n. 3, chiamato dal Maraschin Prima Calcarea grigia, corrispondente al Calcare a *Bellerophon*, formino tutti due assieme la breve serie Permiana di questi nostri monti del resto abbastanza sviluppata, specialmente sotto il M. Alba sopra Valle dei Signori. Tutti gli altri strati descritti dal Pasini rappresenterebbero il Trias inferiore e medio, di cui fa parte il potente ammasso calcareo che corona il Cengio e che si estende da una parte al Civillina e dall'altra al M. Naro ed al Castello di Pieve. Esso è distinto dai geologi moderni col nome di Calcare del M. Spitz.

Il M. Spitz di Recoaro, Campo Grosso, M. Enna, come i nominati Civillina, Cengio, M. Naro e Castello di Pieve sono formati da questo calcare che al pari del Giura sembra avere l'ufficio di proteggere dalle erosioni le stratificazioni sottostanti che sarebbero molto erodibili.

Del Talcoscisto e suoi rapporti coi terreni soprastanti. — La roccia fondamentale di tutte le stratificazioni ora descritte è il *Talcoscisto* conosciuto in questi monti col nome di *Lardaro*. È una roccia cristallina antica, corrispondente al *micascisto* di altre località, anzi non è raro che anche da noi assuma i caratteri del vero micascisto: in generale differisce da tale roccia, avendo la mica sostituita dal talco per cui acquista un'untuosità ed una maggiore facilità a suddividersi in lamelle argentee simili a squame di pesce.

Tutta la grande pila di strati soprastanti al talcoscisto, cioè il Permiano, tutto il Secondario e gran parte del Terziario, della potenza complessiva di più migliaia di metri, forma una successione regolare ininterotta, mentre al contatto fra il Permiano ed il Talcoscisto, si verifica ciò che dicesi una trasgressione.

Le stratificazioni permiane più prossime al Talcoscisto sono delle arenarie grossolane, spesso dei veri conglomerati, costituiti di granuli e piccoli ciottoli di quarzo, provenienti indubbiamente dallo stesso Talcoscisto di base, essendovi anche dei pezzi di vero Talcoscisto intatto. Il tutto è impastato in un cemento arenaceo rosso.

Evidentemente il fondo marino, su cui incominciarono a deporsi gli strati permiani, era formato di Talcoscisto tale e quale come lo vediamo oggi: dovevano essere bassifondi con scogliere emergenti, sbattute dalle onde che col loro lavorio di corrosione staccavano il materiale dando luogo alla formazione delle sabbie, in cui naturalmente dominava il quarzo, il quale però doveva conservare le traccie della sua origine. Così si formò il banco di conglomerato e di arenarie di trasgressione.

Tale stadio però deve essere stato di breve durata, non essendo rilevante lo spessore di questo primo sedimento permiano; il fondo marino andava gradatamente sprofondandosi, succedendo depositi di arenarie più minute e successivamente marne e calcari, e da allora, durante tutto il lunghissimo periodo di tempo trascorso fino al terziario recente, in cui si verificò il sollevamento di queste montagne, la nostra regione è rimasta costantemente sommersa e anzi si può aggiungere che, fino a tutto il Cretaceo, la profondità di questi antichi mari sia andata continuamente aumentando, poichè la natura dei sedimenti della creta è indizio di mare molto profondo.

Poi questo mare andò gradatamente colmandosi, raggiungendo anche quella limitata profondità atta allo sviluppo delle colonie madreporiche caratteristiche del terziario, ma tuttavia non doveva essere cessata la tendenza del fondo di questo mare ad abbassarsi, poichè ancora per lunghi periodi poterono sovrapporsi potenti depositi di marne, di argille, di calcari, nonchè vaste colate basaltiche con banchi di tufi e finalmente i calcari ed i gres argillosi miocenici di Schio.

Colla fine del Miocene, in causa probabilmente di una grande spinta in senso orizzontale proveniente da sud, tutta una vasta regione, comprendente probabilmente tutta la regione delle Alpi, subì forti corrugamenti ed emerse dalle onde; così si formarono le nostre montagne dovute appunto a pieghe dei varii strati ora descritti.

II.

Le due grandi Faglie di Schio.

L'alta pianura vicentina è in gran parte circoscritta in un triangolo con Vicenza al vertice sud, la regione di Bassano al vertice est e Schio al vertice ovest.

Il lato Schio-Vicenza in direzione SE-NO che corre lungo il piede dei colli di Magrè-Malo-Vicenza, prolungandosi in linea retta anche al disotto di Vicenza lungo le falde dei colli Berici coincide colla ben nota faglia che porta appunto il nome di Vicenza-Schio; il lato nord del triangolo corrisponde ad un'altra importante faglia che lungo le falde dei monti a nord di Schio e lungo le falde del Summano e più oltre seguendo la scarpata dei Sette Comuni e del M. Grappa prosegue verso est fino a Vittorio e forse più in là.

L'importanza di tale faglia, per la quale credo molto adatto il nome di *Faglia Pedemontana*, non sembra abbastanza riconosciuta dai geologi, portati a considerarla piuttosto una piega a ginocchio anzichè una vera faglia.

Causa lo stato di guerra che ha vietato l'accesso a tanta parte dei monti, ho dovuto limitare le mie osservazioni soltanto ad una porzione di tale faglia, ma io credo però d'avere ugualmente potuto raccogliere elementi sufficienti per spiegarne la vera natura e la sua grande importanza per l'orografia veneta.

La stessa faglia ad ovest di Schio si può seguire fino all'Agno e fino al Chiampo oltre al quale torrente sembra arrestarsi o perdersi nei monti veronesi.

Il triangolo adunque dell'alta pianura vicentina, delimitato dalle due grandi faglie il cui punto d'incrocio trovasi a nord-ovest di Schio sotto l'abitato della frazione di Poleo, possiamo considerarlo come una specie di piattaforma indipendente, dai colli che la dominano da sud-ovest e dai monti che la dominano da nord, dai quali si trova nettamente staccata da queste specie di fessure, quasi rettilinee, di centinaia e forse di migliaia di metri di profondità. Vicenza si troverebbe sull'orlo

anzi propriamente a cavaliere di una di tali fessure, completamente, del resto, mascherata dalle alluvioni.

È da notare però che le due faglie, la Vicenza-Schio e la Pedemontana, sono di tipo completamente diverso l'una dall'altra, sebbene possano considerarsi quasi contemporanee e dipendenti da un'unica causa: cioè la spinta da sud a cui abbiamo accennato e ciò comprenderemo meglio più avanti.

Della Faglia Pedemontana.

L'origine, a partire da ovest, di questa faglia, bisognerebbe cercarla nei monti veronesi: nessun indizio di tale faglia mi sembra poter rilevare dalla Carta Geologica della Provincia di Verona del Nicolis: ben chiaramente invece se ne indovina l'andamento approssimativo dalla Carta della Provincia di Vicenza del Negri. Essa segue una linea spezzata determinata dall'incrocio di altre faglie e così possiamo dividerla in varie tratte:

1ª La *Chiampo-Agno-Leogra-Gogna.*
2ª La *Gogna-Timonchio-Astico.*
3ª La *Astico-Brenta.*
4ª La *Brenta-Piave.*
5ª La *Piave-Meschio.*

Il mio studio si limita ad una parte soltanto della 1ª tratta e cioè dall'*Agno* al *Gogna* ed all'intera 2ª tratta *Gogna-Astico.*

Per la 3ª *Astico-Brenta* ho solo potuto raccogliere dati di qualche escursione fatta anche in passato; mi manca invece qualsiasi dato della 4ª tratta *Brenta-Piave* e della 5ª *Piave-Meschio.*

1ª tratta: *Agno-Gogna.*

Dobbiamo considerare questa porzione della faglia a partire dal torrente Agno fino al torrente Gogna dove rimane completamente troncata e interrotta dall'incrocio colla faglia Vicenza-Schio, come si può vedere nell'unita Carta Geologica, tav. VIII.

Partendo dalla Contrada Maglio fino al Passo del Zovo, l'esistenza della faglia è indicata dai terreni più antichi del labbro nord che sopravanzano in altezza sui più recenti del labbro sud;

così la Creta dei dorsi di destra della valle che scende dal Zovo fronteggia i calcari eocenici della sinistra.

La parte più interessante e forse anche la più istruttiva dell'intera Faglia Pedemontana, poichè ne svela la sua vera natura, incomincia alla sommità del Passo, alla Contrà Zovo dove incontriamo la nuova strada militare che conduce a Civillina, collo sviluppo della quale strada, per un lungo tratto, la faglia coincide quasi esattamente.

Fig. 3-4. — Spaccato 1-2 della Faglia Pedemontana lungo la strada militare di Civillina.

La fig. 3-4 mostra l'andamento della strada militare nel primo tratto oltre il Zovo: i due profili 1-1, 2-2, segnati anche nella Carta Geologica, mostrano il punto preciso della faglia. Sulla svolta della strada in corrispondenza del profilo 2-2 vi ha un piccolo nucleo di calcare eocenico appoggiato sopra la Creta. Fra i due labbri della faglia vi ha evidentemente una notevole dislocazione in senso verticale, presentandosi più depressi gli strati del labbro est in confronto degli strati del labbro ovest.

Più avanti, proseguendo per oltre mezzo chilometro di sviluppo, la strada militare trovasi addossata alla parete tagliata verticalmente dal fianco del M. Scandolara, propriamente lungo il labbro ovest della faglia, cogli strati sezionati, che si presentano colle testate da prima oblique e poi quasi verticali incominciando dalla Creta fino a tutto il Giura.

Alla svolta della strada che gira intorno allo sperone della Cima Castrazzan, la faglia si stacca in direzione nord-est verso Pievebelvicino, seguendo la Valle del Maso-Casarotti come è indicato nella Carta.

In corrispondenza al detto sperone del M. Castrazzan si protende una cresta dolomitica che si congiunge al M. Trisa in cui abbiamo la Porfirite e poi il Castello di Pieve, costituito dai Calcari Alpini dello Spitz. Questa breve catena di dorsi che divide la Valle dei Mercanti dalla Valle dei Casarotti, chiamata superiormente Valle del Maso, forma il labbro ovest della faglia.

Nella fig. 9 della tav. IX ho tentato di ritrarre schematicamente varie sezioni successive, risalendo dal paese di Pieve fino allo Scandolara.

In alto vediamo il M. Scandolara con la Cima Castrazzan da cui ha origine la cresta che si congiunge al M. Trisa e Castello di Pieve; la linea orizzontale in alto indica la strada militare di Civillina.

Richiamo l'attenzione del lettore sulla sezione 4 della fig. 9, tav. IX. Attigua alla Valle del Maso vi ha una vallicella che distinguo col nome di Anonima, interamente scavata nella Creta. Allo sbocco di tale vallicella si può vedere che gli strati della Creta dalla posizione orizzontale, si può dire dominante in tutto il M. Raga, vanno assumendo una direzione inclinata che va sempre aumentando fino a presentarsi verticalmente lungo tutta la cresta divisoria colla Valle del Maso da sembrare in concordanza perfetta colle stratificazioni giuresi, di cui si trovano le stratificazioni verticali al fondo della Valle del Maso.

Secondo questa interpretazione che al primo aspetto sembra la più naturale le stratificazioni di questa sezione dovrebbero rappresentarsi come dall'unita fig. 5.

Siamo adunque in presenza di una semplice piega degli strati? Si avrebbe adunque la piega a ginocchio generalmente ammessa per spiegare il gradino montano che guarda la nostra pianura?

Ma allora dove si troverebbe la faglia che abbiamo seguita dall'Agno fino allo sperone del M. Castrazzan, la quale faglia

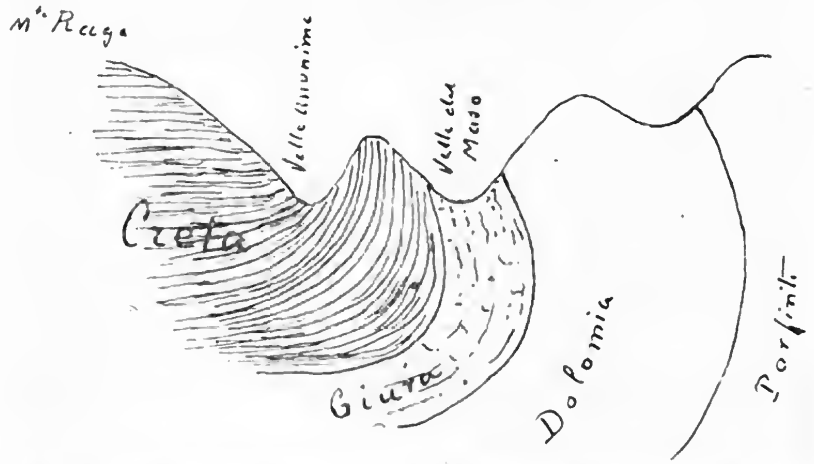


Fig. 5. — Errata interpretazione della disposizione degli strati di Val Maso.

ricompare in tutta l'evidenza nello spaccato 6 della fig. 9, dove si vede di fronte al dorso di Raga cogli strati della Creta perfettamente orizzontali, il Castello di Pieve cogli strati rovesciati della Porfirite e del Calcare Alpino? A pochi passi sopra Pieve gli strati orizzontali della Creta alla base del M. Raga si protendono anche sotto il piano della valle e formano anzi una diga naturale traverso il torrente. Qui adunque ad un chilometro appena più a valle ogni traccia della supposta piega della fig. 5 è scomparsa.

Più a monte invece dallo spaccato 4, fig. 9 riscontriamo altro fatto molto interessante. Risalendo la Valle del Maso, si oltrepassa lo spessore delle testate degli strati verticali del Giura tagliati obbliquamente dalla valle e sopra i quali scorre il torrente, e si incontra la Dolomia, che al pari del Giura è in posizione verticale: ma ecco che forse a 150 metri a monte

del ponticello che attraversa il torrente, si può vedere uno strano incrocio di stratificazioni da riuscire quasi incredibile. Sul fianco destro della valle, cioè alla nostra sinistra, non si ha più il Giura che rimane coperto dalla falda del monte, ma anzi, proseguendo a risalire il fondo della Valle del Maso, s'incontrano gli strati della Creta, e finalmente una larga falda di strati cretacei in direzione obliqua discende dalla destra della valle, attraversandola e sbarrandola interamente per cacciarsi sotto la Dolomia del versante sinistro della valle.

Fig. 6. — Incrocio di stratificazioni in Val Maso.

Si ha adunque il Giura in posizione verticale, poichè questo dobbiamo immaginarlo in continuazione, nascosto e a pochi metri distante, sotto la scarpata del monte, ricoperto dalle stratificazioni orizzontali del cretaceo e poi sopra queste un rovesciamento della Dolomia proveniente dai fianchi dirupati del versante sinistro della valle.

Nella fig. 6 è riprodotto schematicamente l'incrocio di strati ora descritto, al quale forse non si dovrebbe dare eccessiva importanza, potendo essere prodotto da sdrucciolamenti e franamenti anche recenti, se non avessimo già osservato nelle immediate vicinanze di strati della Creta in posizione verticale e presumibilmente paralleli e non trasversali alle stratificazioni giuresi. Invece, non vi ha dubbio, qui in questa località s'in-

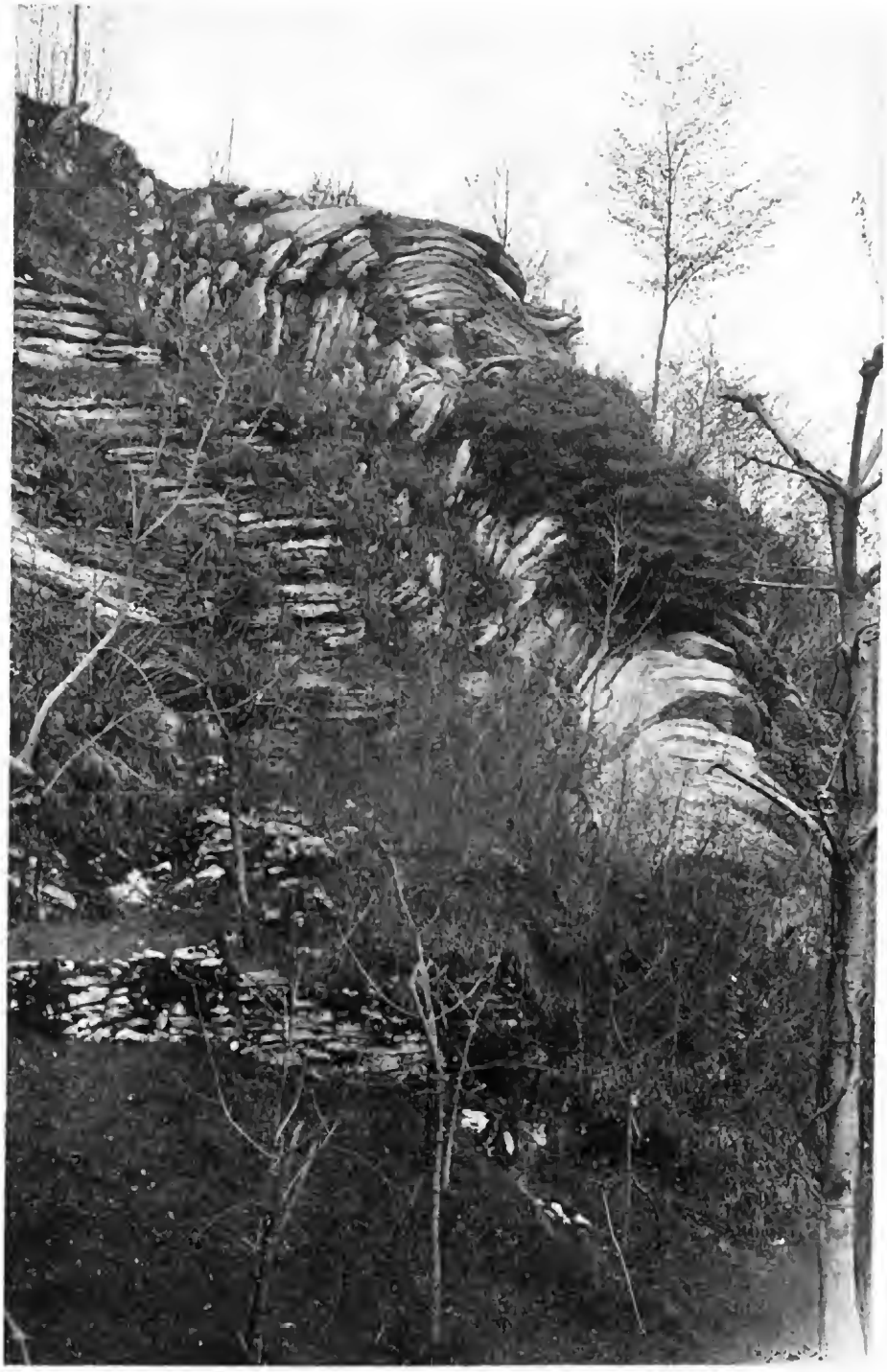


Fig. 7

Fotografia degli strati della Creta ripiegati su se stessi formanti la cresta x divisoria.

contrano, rimontando la costa, fin su in cima al monte gli strati della Creta in posizione orizzontale, mentre al disotto nascoste dalla Creta stessa devono trovarsi le testate delle stratificazioni giuresi in posizione verticale.

Ma dunque è errata la conclusione a cui saremmo venuti conforme la fig. 5, nella quale si ammetteva la concordanza della Creta col Giura? Come può spiegarsi questo incrocio degli strati verticali giuresi cogli strati cretacei orizzontali?

Una minuziosa visita alla cresta già accennata che divide la Valle del Maso dalla vallicella anonima ce ne darà la spiegazione.

Percorriamo adunque tale cresta che ho segnato nella fig. 9 in x–x dalle sue origini fino al suo sbocco a valle. La passeggiata non è molto comoda, dovendo superare forti pendii rocciosi, forzando il passo attraverso una fitta vegetazione. Ecco adunque gli strati della Creta che, come ho già notato più indietro, convergono verso la sommità della cresta.

Proseguendo però il cammino, da certi indizi viene il dubbio che si tratti di una brusca piega degli strati della Creta di cui la cresta in tutta la sua lunghezza segni il vertice; poichè infatti gli strati in qualche punto sono ripiegati su se stessi, e infine ogni dubbio scompare, poichè, anche considerati nel loro assieme, non ostante la vegetazione, si comprende che le stratificazioni risalgono dal versante della vallicella per ricadere verso il versante della Valle del Maso.

Se potesse poi rimanere qualche dubbio in proposito basterà risalire ancora la cresta fino a poco sotto ad un gruppo di case dove termina la cresta stessa contro il dorso del monte (sezione 3 della fig. 9, tav. IX). In questa località la cresta al punto d'attacco al monte presenta una parete a picco rivolta ad est che guarda verso la vallicella anonima. Tale parete a picco, alta forse una ventina di metri, è una splendida sezione degli strati della Creta, una dimostrazione palmare della piegatura che hanno subito. Ciò ho cercato di indicare schematicamente in x nella fig. 9, ma vi ha un documento inconfutabile nella annessa fotografia, fig. 7, la quale riproduce una parte della parete a picco, dove si vede una piega sporgente a guisa di pilastro, formato di strati successivi, ripiegati su se stessi uno sopra l'altro, e

terminante alla sommità con una calotta rotonda. Credo non si possa immaginare esempio migliore in prova che trattasi di strati ripiegati su se stessi e quindi che l'intera cresta x–x–x della fig. 9 corrisponda alla schiena di tale piega.

Ma poco sopra, oltre la casa accennata, cessa la cresta divisoria e s'incontrano gli strati orizzontali della Creta, finchè arriviamo alla Casa detta del Bello (vedi carta) verso l'alto della Valle del Maso, dove vediamo la Creta sempre orizzontale che si spinge attraverso la valle contro la Dolomia dai pendii di sinistra della valle stessa, come avevamo rimarcato più in basso.

Da questo esame minuzioso della interessante località, io credo che non si possa venire che ad un'unica conclusione, che è la seguente: Abbiamo da una parte gli strati verticali del Giura, seguiti in perfetta concordanza dalla Dolomia e dalla Porfirite, formanti il labbro ovest della faglia. Dall'altra parte di fronte, cioè nel labbro est, abbiamo gli strati orizzontali della Creta, i quali nella parte inferiore per uno spessore notevole furono spinti contro gli strati verticali del Giura. In causa di tale spinta, avvenne il ripiegamento degli strati e così ebbe origine la cresta. Gli strati del Giura erano però interrotti ad una certa altezza e ciò ha permesso che la porzione superiore della pila degli strati cretacei potesse avanzare indisturbata, protendendosi a ricoprire e nascondere il Giura, per urtare poi contro le masse dolomitiche che si rovesciarono e ricoprirono a a loro volta la Creta.

Della piega degli strati si ha un accenno più in basso dove incomincia la strada che sale alla Contrà Maso; la piega in prolungamento evidente della cresta x–x (tav. IX, fig. 9) si è appena accennata, ma è degno di rimarco il rovesciamento degli strati giuresi sopra la Creta.

La fig. 8 riproduce schematicamente gli strati del Giura e della Creta come devono trovarsi in questo interessante tratto della faglia.

Le condizioni attuali devono essersi formate in due tempi, ossia in due movimenti successivi. Col primo movimento vennero a trovarsi in posizione verticale gli strati del Giura, mentre di fronte in posizione orizzontale, ma ad una certa distanza, si

trovavano gli strati cretacei: sopravvenne il secondo movimento che spinse la Creta contro il Giura determinando la piega della

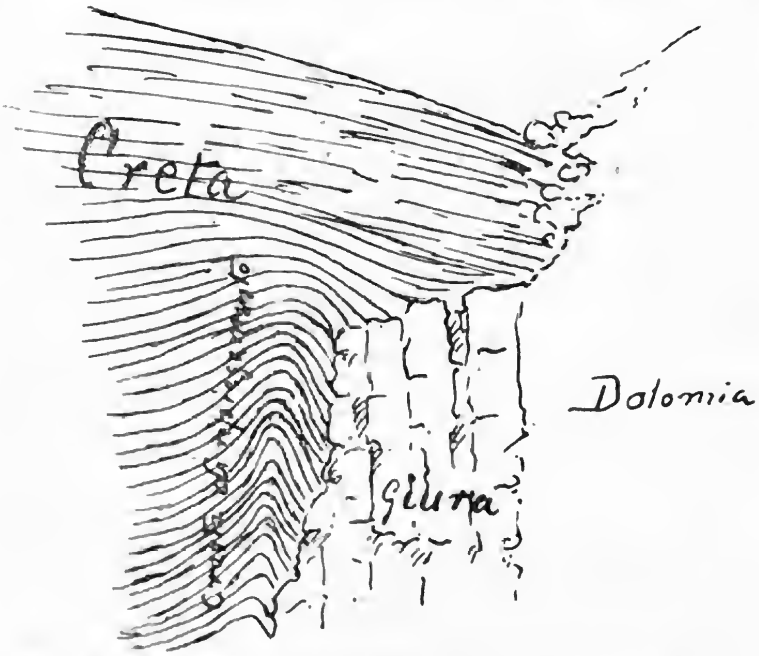


Fig. 8. — Ripiegamento della Creta contro gli strati giuresi.

porzione inferiore, mentre la parte superiore potè sopravanzare l'ostacolo senza alterazioni.

Per poter spiegare un simile sconvolgimento degli strati e cioè che il Giura, nella sua posizione normalmente orizzontale ed inferiore alla Creta, venga a presentarsi verticalmente contro gli strati rimasti indisturbati orizzontali della Creta stessa, non sembrerebbe facile.

Se si trattasse di blocchi isolati e rimescolati fra di loro, potrebbero verificarsi infinite combinazioni, ma qui non è il caso: il Giura non si presenta come un blocco isolato ma bensì il primo di tutta una serie regolare di strati formanti il fianco ovest della faglia e dall'altra parte il Cretaceo si presenta quasi indisturbato dalla sua posizione normale di sedimentazione.

Se vi fosse bisogno di dimostrazione, abbiamo qui una prova evidente che la causa, si può dire unica, dei movimenti e dei sollevamenti dipende da una spinta orizzontale, ma a tale forza

va associata altra forza, che si può dire negativa, in lotta costante con la prima, e cioè l'azione disgregatrice e demolitrice degli agenti atmosferici e quelli meccanici delle acque: il mondo, come lo vediamo, risulta appunto dal perenne antagonismo fra queste due forze.

Sappiamo quali contorsioni e piegature di strati si siano immaginate per spiegare le pieghe ed i rovesciamenti che si presentano in mille combinazioni, specialmente nei grandi rilievi alpini, e appunto credo di poter spiegare la disposizione degli strati della nostra faglia, ammettendo originariamente una piega rivolta in basso di cui darebbe l'idea la fig. 10 della tav. IX.

Simili pieghe non sono impossibili; devono anzi essere abbastanza frequenti, soltanto non è necessario ammettere che siano così complete e intatte in tutto il loro sviluppo: del resto gli strati sebbene generalmente fragili, essendo i loro movimenti lentissimi e trovandosi sempre appoggiati e saldamente contenuti da tutta una massa in movimento di qualche chilometro di spessore, possono assumere realmente delle pieghe anche brusche e curvature complicate, come tanto frequentemente vediamo nelle stratificazioni (vedi fig. 7).

Si tenga conto poi che lo strato ben raramente è continuo e omogeneo ma più spesso risulta di parti che si comportano a guisa di una maglia snodata.

In questa piega, che dobbiamo immaginare nel suo sviluppo originario, a sinistra abbiamo gli strati terziari, cretacei, giuresi e la Dolomia, nella loro originaria posizione orizzontale, e a destra di fronte, gli stessi strati in posizione verticale. In alto ho immaginato che il prolungamento della curva degli strati corrisponda al dorso dello Scandolara, come deve essere infatti. È facile immaginare che con tali brusche curve, gli strati più esterni, non contenuti da contropressioni, si siano tutti spezzati e accavallati, formando lungo la fessura *m*, fig. 10, un ammasso di detriti, facile preda delle acque; si può anche ammettere che abbia corso lungo la voragine formata dalla piega un corso d'acqua importante, risultando dopo un lungo periodo d'anni una larga apertura, una vallata che rappresentiamo nella fig. 10 colla punteggiata *o, o, o*.

Formatosi questo vuoto deve aver ripreso l'azione primitiva della spinta orizzontale, provocando un avanzamento delle testate TC degli strati orizzontali della Creta e del Terziario, che vennero ad appoggiarsi contro gli avanzi degli strati verticali del Giura, risultando quel ripiegamento e quella sovrapposizione che abbiamo dimostrato e indicato nella fig. 8. Sul Raga, che rappresenta la dorsale degli strati che hanno subito il secondo avanzamento, manca il Terziario, il quale potrà essere stato asportato tanto prima che dopo la seconda spinta.

Per giungere a tali risultati potrebbe anche ammettersi che abbia continuato un movimento lentissimo o anche a più riprese, il quale abbia agito alla guisa di un compressore, triturando il materiale interposto facilitandone la disgregazione e conseguentemente il suo sgombro per azione delle acque. Il risultato sarebbe il medesimo, ma io opino però che abbia avuto luogo una lunga sosta e ciò pel seguente esempio:

Un caso analogo possiamo immaginare che possa ripetersi, e sia in corso di sviluppo, all'altro versante dello Scandolara, a San Quirico, ove l'Agno vi ha aperto una profonda incassatura, mettendo a nudo per un lungo tratto del suo letto le testate degli strati verticali giuresi che attraversano la valle. Ebbene se avesse oggi da riprendere la solita spinta orizzontale, si riprodurrebbero con perfetta analogia gli effetti che abbiamo testè spiegati: anche qui gli strati orizzontali della Creta che formano il contraforte dello Scandolara verso l'Agno (vedi Carta Geologica) si protenderebbero sopra il Giura ed andrebbero ad urtare i fianchi opposti della valle, contro il Calcare Alpino del M. Bochese.

Questa potrebbe essere la genesi di molte delle faglie che intersecano in tutti i sensi le aree montuose.

Nella fig. 10 ho segnato con le due freccie il passaggio della faglia.

La conclusione, a cui siamo venuti, ci ha condotto alla spiegazione logica dell'origine della Faglia Pedemontana, la quale deve avere per tutto il suo lungo percorso la causa unica nella piega degli strati da noi descritta, la quale piega può immaginarsi variamente sviluppata in modo da offrire tutte le varie

combinazioni di rapporti fra gli strati di un labbro della faglia cogli strati del labbro opposto.

Con la piega della fig. 10 resta spiegata l'origine della ben nota Anticlinale recubariense, ma che per essere più esatti chiameremo Anticlinale Agno-Leogra, interessando in egual misura le due valli contigue. È evidente che la detta anticlinale è contemporanea alla Faglia Pedemontana, dipendendo entrambi da un'unica causa.

Analoghe e contemporanee devono considerarsi l'Anticlinale Novegno-Summano, come ho segnato nella Carta Geologica, quella più vasta dei Sette Comuni, e così potrà dirsi di quella del Grappa e delle altre successive che immancabilmente devono fronteggiare dal lato nord la Faglia Pedemontana.

Riporto qui nella fig. 11, tav. IX una vista panoramica della zona di Pieve compresa fra il Raga ed il M. Cengio, presa dal M. Castellaro presso Schio. Se si esamina attentamente si vede che essa corrisponde perfettamente alla curva della fig. 10 dopo la seconda fase della seconda spinta.

In alto, al disopra della strada militare, è riprodotto il profilo dello Scandolara il quale cogli strati del Giura forma la parte superiore della curva: più in basso vi è la Dolomia, nella cui ampia sezione è scavata interamente l'alta Valle dei Mercanti. A sinistra abbiamo il dorso cretaceo del M. Raga, che colla seconda spinta si è portato in avanti a fronteggiare la curva degli strati, dando luogo alla formazione della faglia. Nel panorama abbiamo i terreni più antichi, cioè la Porfirite del M. Varolo e del M. Trisa, ed i Calcari Alpini del Cengio, M. Naro e Castello di Pieve, e finalmente alla base abbiamo l'affioramento dei micascisti.

Tutto questo assieme di stratificazioni che si trova ad ovest della faglia può essere considerato il basamento e anzi propriamente l'imposta dell'Anticlinale Agno-Leogra: come si vede, la parte superiore della stratificazione, cioè la schiena dell'anticlinale, è in gran parte scomparsa. Il profilo superiore del Talcoscisto corrisponde all'intradosso dell'anticlinale.

Bene compresa ora la natura della faglia, possiamo proseguire nello studio della stessa: Come è indicato nella sezione 6 della fig. 9, in prossimità allo sbocco della Valle dei Ca-

sarotti, poco a monte dell'abitato di Pieve, abbiamo alla destra della valle stessa il dorso cretaceo di Raga ed a sinistra, ad una notevole distanza, abbiamo il Castello di Pieve colle stratificazioni rovesciate dal Calcare del M. Spitz dalla sommità alla Porfirite della base, alla quale devono far seguito la Dolomia ed il Giura. Simile rovesciamento degli strati più o meno accentuato formerà la caratteristica della Faglia Pedemontana, da questo punto in avanti.

Così dalla sommità della valle in corrispondenza dello Scandolara, dove gli strati sono piegati verso ovest, al suo sbocco verso Pieve, dove sono rovesciati verso est, vi ha uno spostamento angolare di quasi 90 gradi che si riscontra nel breve percorso di appena 4 chilometri. Ciò si verifica perchè lo Scandolara rappresenta la parte superiore della curva mentre il Castello di Pieve, corrisponde alla parte inferiore ripiegata per di sotto. L'erosione che abbiamo ammessa determinata da un corso d'acqua, durante il periodo che precedette la spinta finale, si è verificata non secondo la generatrice della curva, ma con un taglio obliquo che possiamo immaginare rappresentato nella fig. 11 dalla linea stessa della faglia segnata con la punteggiata *m–m*.

È interessante poter spiegare per qual ragione la Valle dei Casarotti, questa piccola valle con un corso d'acqua insignificante, rimasta appartata dai fenomeni glaciali, presenti nella sua parte inferiore una sezione così ampia. Se consideriamo la fig. 9, tav. IX e immaginiamo prolungata la linea della cresta *x–x* fino a Pieve, possiamo vedere che mancherebbe propriamente nella parte inferiore la cresta medesima. Forse in questo posto la spinta potrà aver prodotto un accavallamento e triturameuto di strati in modo tale da poter essere facile preda delle acque, e così la maggior ampiezza della valle può spiegarsi colla eliminazione della cresta, che ha invece potuto conservarsi nella parte superiore della valle, per la sua struttura meno disgregata.

Allo sbocco della Valle dei Casarotti, la faglia passa sotto l'abitato di Pieve e dobbiamo immaginare che continui attraverso la larga Vallata del Leogra fino alla località Gogna, verso la quale si protende lo sperone di colline che si stacca col

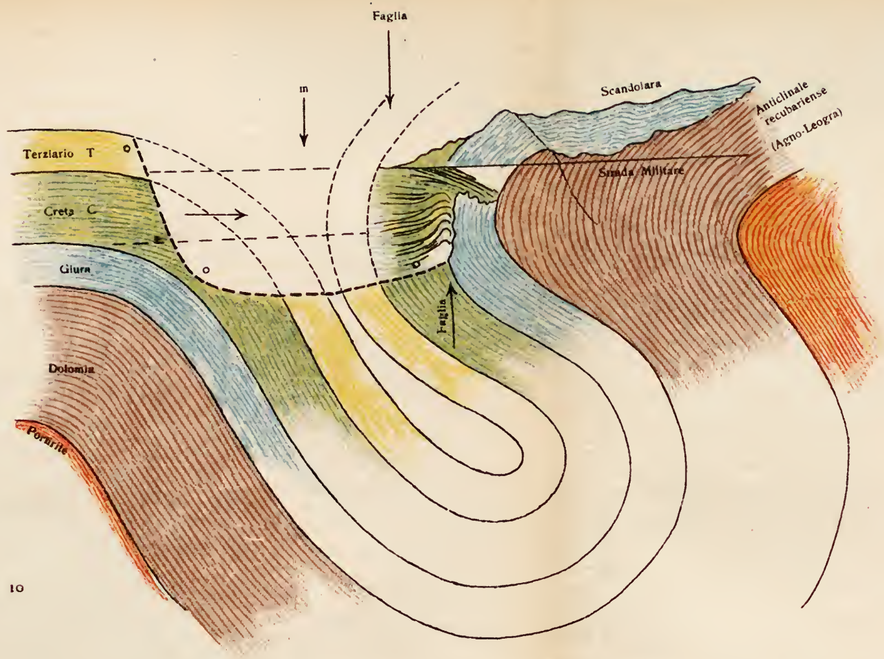


Fig. 10

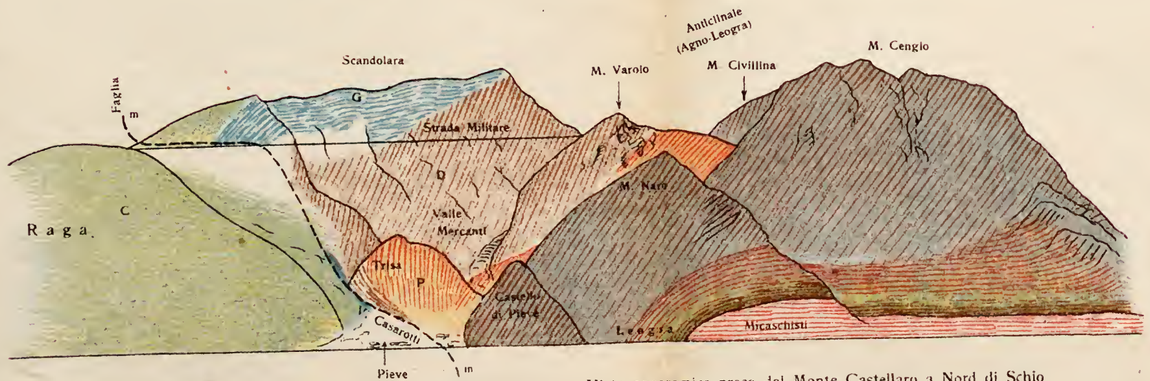
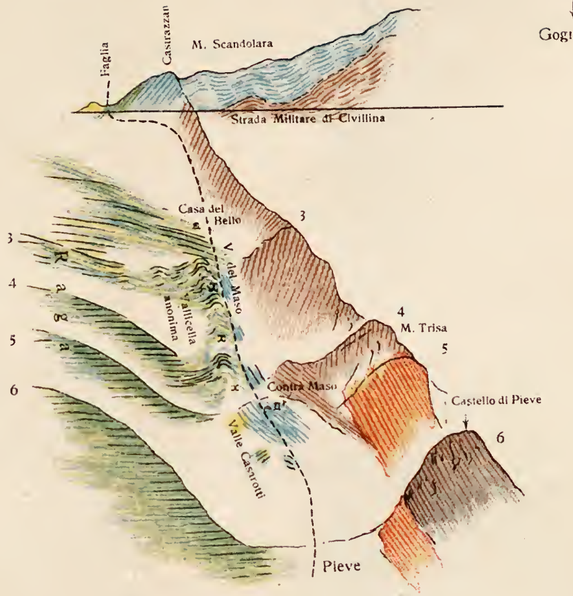


Fig. 11 Vista panoramica presa dal Monte Castellaro a Nord di Schio



Sezioni della Valle del Maso e dei Casarotti

Fig. 9 (Tav. II.)

Spaccati N.^i 3 - 4 - 5 - 6

Profilo collina Saccardo - Lesegno

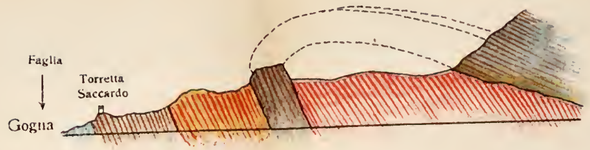


Fig. 12 Spaccato 7

Profilo Guizze - S. Giorgio di Poleo

Fig. 13 Spaccato 8

Fig. 14 Spaccato 9 Guizze - Poleo

rente Gogna fino a Poleo, dove riprende il suo corso interrotto verso est.

Il tratto Gogna-Timonchio, lungo poco più di tre chilometri, è specialmente interessante perchè mostra, si può dire, tutta intera la serie degli strati del Vicentino, dai più giovani terziari al Trias e forse al Permiano. Si può con una passeggiata di un paio d'ore e senza difficoltà, percorrendo uno dei profili di cui avremo occasione di occuparci, seguire sul posto il succedersi dei varî terreni in tutta la loro evidenza.

Per comprendere bene la disposizione degli strati i quali si presentano specialmente al Castellaro, anche totalmente rovesciati, dovremo tener presente la piega con la quale abbiamo spiegato la faglia nella zona dello Scandolara.

Spaccato 8, fig. 13: *Guizze-S. Giorgio di Poleo*, tav. IX.

Allo sperone della collina Saccardo presso il torrente Gogna, abbiamo riconosciuto i calcari del Giura e troveremo che ricompaiono dall'altra parte della Faglia Vicenza-Schio, a monte di Poleo ad una distanza dai primi di circa 2 chilometri, il che vuol dire che di altrettanto circa si sono spostate le stratificazioni della faglia verso nord per riprendere il loro corso verso levante.

Sopra Poleo allo sbocco della Valle del Gogna, a destra della valle abbiamo la collina della vecchia chiesa di S. Giorgio, costituita dai calcari eocenici antichi, cogli strati semi-rovesciati. Il letto del torrente è scavato in questi calcari. Il dorso della collina di S. Giorgio si prolunga verso ovest, sempre costituito dall'Eocene fino a congiungersi al M. Lesegno. Nello spaccato è indicata la svolta della strada carrozzabile di S. Caterina, in cui è in vista il contatto dei calcari col Talcoscisto. Questa è l'unica località in cui si può vedere il passaggio della Faglia Vicenza-Schio. S'intende che il contatto preciso, come si poteva vedere messo a nudo nel taglio fresco della roccia durante i lavori della strada, non può corrispondere come se si trattasse di due pietre diverse che si tocchino, essendovi intercalato del materiale detritico incoerente.

Sulla sinistra della Valle del Gogna, di fronte alla collina di S. Giorgio alle falde delle Guizze, dovrebbero riscontrarsi gli

strati della Creta e poi del Giura e della Dolomia; manca invece quivi ogni affioramento sicuro di roccia in posto. Le traccie sicure dei calcari giuresi sono però abbondanti fra il materiale di falda, per modo che si può indovinare la posizione delle stratificazioni sottostanti.

Spaccato 9, fig. 14: *Guizze-Poleo,* tav. IX.

A nord della nuova chiesa di Poleo alle falde dei Monti Guizze emerge un dorso costituito dai medesimi calcari eocenici della chiesa di S. Giorgio. Gli strati molto raddrizzati presentano come sempre un sensibile rovesciamento verso sud.

A sud di questo dorso fino al Gogna, cioè per una potenza di forse 200 metri, coperti da terreni coltivati seguono gli strati eocenici meno antichi, costituiti, per quanto si può giudicare, prevalentemente di banchi argillosi, dai quali si estrae terra da folloni per gli stabilimenti di Schio. Lungo il Gogna emergono le testate di strati argilloso-calcarei fossiliferi.

Al nord invece del nominato dorso calcare, vi è una larga depressione che si collega con la scarpata delle Guizze, sotto la quale dobbiamo immaginare vi siano le stratificazioni della Creta, del Giura e della Dolomia, fino alla Porfirite che emerge in posto, poco al disopra della Casa dei Masi..

Spaccato 10, fig. 15: *Cappuccini-Aste-Guizze-Acquasaliente,* tav. X.

Questo spaccato è a mio giudizio molto importante e così dicasi dello spaccato 11 del M. Cengelle; entrambi, oltre a mostrare lo svolgimento delle stratificazioni costituenti il labbro nord della Pedemontana, tolgono, a me sembra, ogni incertezza sull'età della Porfirite delle Guizze in rapporto agli altri terreni.

Secondo quanto abbiamo fin'ora osservato, la Porfirite si presenta come un espandimento eruttivo, che si sovrappone regolarmente al Calcare del M. Spitz, il quale subì al contatto svariate azioni metamorfiche. Sopra la Porfirite già consolidata venne a depositarsi la Dolomia principale, la quale per conseguenza non subì metamorfismo di sorta. Con ciò resta fissata

l'età relativa della Porfirite che corrisponderebbe secondo i geologi al Piano di Wengen.

Ma secondo le Carte del Tornquist e del Negri abbiamo ne Monti di Schio e cioè alle Guizze, al M. Alba e Val Malonga sopra Valli dei Signori, un'altra Porfirite, la quale sebbene mineralogicamente identica dovrebbe ritenersi di un'età più antica.

Riporto a tale proposito un brano del lavoro già citato dal Maddalena, il quale riferisce le conclusioni a cui sarebbe giunto il Tornquist su tale argomento [1].

« Questi sono costituiti (i Monti Guizze e Faco) di masse » porfiriche; ai loro fianchi troviamo il Calcare a Bellerophon, » gli strati di Seisser ed il Muschelkalk, raddrizzati e metamor- » fosati per contatto. Si deduce da queste condizioni stratigrafiche » che la serie sedimentare fu sollevata ed inarcata nel momento » di sviluppo dell'attività endogena, quando l'ammasso di Por- » firite si formò come una grande laccolite. Solo con questa » ipotesi si può spiegare la presenza negli strati del Muschelkalk » medio di frammenti che appartengono a strati più antichi del » Trias, i quali formavano cappello alla laccolite e ne furono » trasportati dalle azioni meccaniche e vennero a formare il » conglomerato che si trova abbondante a Tretto. Così abbiamo » un criterio per giudicare l'epoca in cui si formò l'ammasso » porfirico delle Guizze.

» Esso è certamente più antico dello Spitz e determinò l'epoca » dell'attività vulcanica del Vicentino che fu il periodo di » Wengen ».

Secondo adunque tali conclusioni, l'attività endogena del Vicentino sarebbe anteriore al Calcare del M. Spitz, ma allora bisogna ammettere che vi siano stati due periodi di attività eruttiva, poichè vi è l'altra Porfirite che si trova regolarmente sovrapposta al Calcare del M. Spitz ed è coperta dalla Dolomia Principale.

Le mie osservazioni mi condurrebbero ad ammettere invece almeno per le Guizze un unico periodo eruttivo sopravvenuto dopo la formazione del Calcare dello Spitz come ho più volte

[1] Maddalena, *op. cit.*, pag. 680-81.

accennato e vedremo più avanti come si possa spiegare invece la presenza della medesima Porfirite sottostante agli strati più antichi.

Se si considera lo spaccato 10 si può vedere che tutta la grande cupola eruttiva dei Monti Guizze, di cui fa parte il Faco, non è che il colmo della curva in corrispondenza della convessità dell'anticlinale. Perciò la Porfirite ha l'apparenza di una concentrazione come di una grande colata.

Ho segnato nella Carta Geologica e negli spaccati la posizione approssimativa della linea della Faglia Gogna-Timonchio: essa passa ai piedi delle colline a nord di Schio.

Tali colline, con una villa sulla sommità e conosciute col nome locale di Masi, sono allineate lungo la faglia di cui formano il labbro nord. Il piccolo altipiano roccioso dei Grumi dei Frati-Cappuccini-Collina Granotto (fig. 1) trovasi dall'altra parte della faglia di cui costituisce il labbro sud.

Nello spaccato 10 sono segnati i calcari di Schio, dei Cappuccini ed il sottostante basalto che culmina scoperto, alla collina Granotto. Alle basi di questa passa la faglia.

Verso la Contrà Aste compaiono le testate rovesciate della Creta mentre il terziario è completamente nascosto. Sopra la Aste sulla collina scoscesa chiamata Belmonte troviamo il Giura e poi la Dolomia di potenza molto limitata e subito dopo questa incontriamo come il solito la Porfirite.

Al di là delle Guizze, le Valli Faco e Acquasaliente sono scavate negli strati del Trias inferiore, non più rovesciati ma normali, che in direzione quasi orizzontale vanno a formare l'altipiano di S. Ulderico di Tratto.

Spaccato 11, fig. 16: *Maso Saccardo-Castellaro-M. Cengelle-Festaro-Formalaita*, tav. IX.

La collina rocciosa sulla cui sommità domina la Contrà Castellaro, costruita sui ruderi di un vecchio castello, è costituita dai calcari del membro di Chiampo, quasi completamente rovesciati. Tale rovesciamento è però limitato al solo dirupo del Castellaro, il quale sembra essere un gigantesco blocco, separato dalla massa principale del monte da una profonda fes-

sura. Gli strati terziari in posto sono in realtà meno rovesciati e dobbiamo immaginarli in continuazione, forse a grande profondità, sotto il blocco di Castellaro.

Nella collina Saccardo, nascosta dal terreno coltivato, dobbiamo immaginare tutta la rimanente serie del terziario, fino allo sperone terminale dove affiorano le testate degli strati più antichi di Schio.

Da Castellaro, risalendo il monte verso la cima delle Cengelle, troviamo la Creta, il Giura, bene sviluppati, mentre la Dolomia e la Porfirite sono rappresentate da limitati affioramenti. Più avanti verso la sommità delle Cengelle troviamo molto sviluppate le stratificazioni del Trias medio e inferiore le quali con le stratificazioni a ventaglio formano la massa principale del monte, andando gradatamente raddrizzandosi, come si può vedere percorrendo il viottolo che unisce la Contrà Festaro a Formalaita. Questo tratto del profilo M. Cengelle-Festaro-Formalaita è indicato nello spaccato 11 visto da sud mentre nello spaccato 11-*bis* lo stesso profilo è visto da nord. Come si vede nello spaccato 11 risalendo da Castellaro la Porfirite succede regolarmente alla Dolomia, ed è seguita dai calcari del Trias medio che formano la sommità del M. Cengelle, e non vi è motivo da porre in dubbio che altrettanto si verifichi per la Porfirite del vicino M. Faeo dello spaccato 10, che troviamo in concordanza colla Dolomia Principale di Belmonte e che con l'anticlinale forma la cupola dei Monti Guizze e del Faeo. Non può esservi dubbio della perfetta analogia fra i due monti, le Cengelle ed il Faeo, così vicini fra loro; e infatti può facilmente immaginarsi che se venisse troncato della sua cima il M. Faeo come deve essere avvenuto del M. Cengelle, rimarrebbero a nudo i sottostanti strati del Trias colla disposizione a ventaglio.

Non vi è quindi motivo di dubitare che la porfirite dei Monti Guizze non sia la solita porfirite in successione regolare alla dolomia principale.

Discendendo però pel versante nord del M. Cengelle come nello spaccato 11 *bis* in cui si succedono le stratificazioni dei calcari, marne e arenarie del Trias medio e inferiore, s'incontra verso il fondo della Valle delle Piane una grande colata di

porfirite sporgente dalle arenarie micacee antiche, probabilmente Permiane, la quale colata forma un dorso con pareti a picco che obbliga il torrente a formare una curva [1]. La porfirite è molto compatta, con tendenza alla forma prismatica, ma ha del resto tutti i caratteri della solita porfirite, colla tendenza a caolinizzarsi. Questo considerevole nucleo porfirico, che emerge come ho detto dalle arenarie antiche, si collega evidentemente al di sotto della massa del M. Cengelle formando un'unica colata, con altra porfirite che si riscontra nel versante sud sotto l'abitato di Festaro, forse un centinaio di metri più basso, nel vallone detto delle Cengelle pel quale si discende alla Contrà Aste. Anche qui la porfirite emerge dalle arenarie micacee. Ho segnato nei due spaccati 11 e 11 *bis* con P questa colata che emerge tanto da un versante quanto dall'altro.

Fu probabilmente la presenza di questa porfirite sotto le arenarie della Valle delle Cengelle, la quale porfirite si collega direttamente con tutto il vasto deposito delle Guizze che indusse il Tornquist ed anche il Negri a considerarla di età diversa, cioè più antica. Ma evidentemente a questi geologi deve essere sfuggito che questa stessa porfirite, senza alcuna soluzione di continuità, come si vede nello spaccato 11, va a congiungersi per la cima Faeo alla stessa porfirite che nello spaccato 10 si mostra a contatto colla Dolomia di Belmonte.

Condizioni analoghe si ripetono a nord delle Guizze nella cresta che, simile ad un istmo, collega le Guizze stesse all'Altipiano di Tretto, verso la Contrà Rossi, come è indicato nello spaccato 10, tav. X. In tale spaccato si vedono i calcari del M. Spitz che formano cornice all'Altipiano di Tretto. Su tale cornice si vedono le rovine della vecchia chiesa di S. Caterina. Al disotto dei calcari del M. Spitz emergono in posizione leg-

[1] È degno di menzione che sopra il detto dorso di porfirite si trova un gigantesco blocco di calcare, con materiale ghiaioso, avanzo probabile di un deposito morenico di cui vi sono, a monte ed a valle, rimasti alcuni lembi, come è segnato nella Carta del Tornquist.

Nella stessa Carta del Tornquist, al posto del dorso porfirico, sono segnati tre piccoli nuclei porfirici, ma debbo concludere, anche per altre differenze che si possono riscontrare, che l'autore abbia visitato questa località, tanto interessante e complicata, piuttosto di sfuggita.

germente inclinata le stratificazioni del Muschelkalk coi soliti fossili caratteristici e poi le stratificazioni di arenarie, calcari e marne, attraverso le quali stratificazioni, sembra sia sboccata la porfirite. Senza poter stabilire esattamente il punto di passaggio di tale roccia al disotto delle stratificazioni del Trias antico, si può constatare che al nord delle Guizze la porfirite è ricoperta dal Trias inferiore mentre a sud lo stesso ammasso porfirico è ricoperto (salvo il rovesciamento) dalla Dolomia principale e quindi dovrebbe ritenersi nel versante sud più giovane che nel versante nord, ciò che non è ammissibile.

Secondo me questa apparente contraddizione è facilmente spiegabile ammettendo che le Guizze si trovino in corrispondenza di più bocche, o di un'unica grande bocca eruttiva.

Una di tali bocche eruttive corrisponde al dorso porfirico segnato con P nello spaccato 11 *bis*, rimasto isolato per l'erosione delle arenarie di cui era coperto. Tale bocca eruttiva, che formò un'unica colata che attraversa il monte sotto Festaro e si mostra a giorno in P verso il versante sud dello spaccato 11, andò ad alimentare l'espandimento che ora forma il M. Faco. Altra bocca eruttiva dovette forse esistere in corrispondenza alle Guizze più alte, per la quale le lave porfiriche si aprirono il passaggio sotto le arenarie, come è indicato nello spaccato 10.

Io escluderei adunque che si tratti di una porfirite più antica; anche sui Monti Guizze abbiamo la solita porfirite unica per tutta questa regione, la cui eruzione avvenne, come abbiamo più volte detto, appena deposto il Calcare del M. Spitz e prima che si deponesse la Dolomia [1]. L'eruzione avvenne per una o più bocche eruttive che hanno dovuto forzare il cammino attraverso gli strati del Trias inferiore che ne rimasero alterati e sollevati ed inevitabilmente anche attraverso a tutti gli strati inferiori più antichi.

[1] Sebbene se ne sia già più volte parlato, si deve ricordare che la Dolomia non mostra mai traccia di mineralizzazione al contatto con la Porfirite, ciò che dimostra che essa si depose quando l'espandimento porfirico nel fondo marino era già consolidato e raffreddato; ciò non è invece pel calcare del M. Spitz e delle arenarie più antiche, le quali si mostrano metamorfosate al contatto, il che è una prova della loro maggiore antichità in confronto della Porfirite.

Di ciò si ha una prova evidente in una località poco discosta, all'imboccatura cioè della Valle dell'Orco, lungo la nuova strada militare che sale a S. Rocco ed al Colle di Velo. Lungo tale strada le pareti a picco lasciano vedere nella porfirite un conglomerato in cui sono impastati pezzi di calcari, arenarie e larghi brandelli di talcoscisto, il quale anche in questa località costituisce le stratificazioni più antiche di base. Noto poi che la porfirite di Valle dell'Orco, che presenta tale particolarità, si trova in successione regolare colla Dolomia.

Il fatto ch'io credo dimostrato, che non si tratti che di una unica porfirite, toglierebbe la base alla conclusione a cui venne il Tornquist, citata dal Maddalena, riguardo al conglomerato del Muschelkalk medio di Tretto, il quale si sarebbe formato a spese degli strati del Trias inferiore. Per spiegare il concetto del Tornquist, ammesso adunque che vi fosse stata una eruzione di porfirite anteriore al Trias medio, bisognerebbe immaginare che in conseguenza di tale eruzione, in corrispondenza delle Guizze, gli strati del Trias inferiore e del Permiano fossero stati raddrizzati fuori dalle onde e che in tali condizioni abbiano fornito il materiale detritico del conglomerato di Tretto. Si tenga conto che tale conglomerato si trova nelle immediate vicinanze a poche centinaia di metri di distanza; anzi si può vedere sui fianchi del M. Cengelle stratificato in regolare successione cogli stessi strati del Trias inferiore, dai quali avrebbe dovuto ricevere l'alimento e rapporto ai quali dovrebbe trovarsi in *trasgressione*.

Tali conglomerati che troviamo anche in Lesegno, io li ritengo costituiti di materiali molto più antichi e provenienti da località lontane. Sono ciottoli di materiali varî e di varia grandezza, di calcari, calcari marnosi, argillosi, arenacei, variamente colorati per lo più arrotondati, saldamente cementati da un impasto calcare o arenaceo molto compatto: in qualche luogo i ciottoli sono rari o mancano affatto, conservando però la roccia evidente l'analogia d'origine, ciò che fa dubitare che tale deposito probabilmente di delta, ed in concordanza colle altre stratificazioni, si trovi anche in altre località e sia sfuggito alle osservazioni del Tornquist.

Nota. — Le due fig. 18 e 19 qui unite che tolgo dal Tornquist (*Das Vicentinische Triasgebirge*) illustrano il concetto di tale autore in merito alla genesi dei Monti Guizze e Faco ed alla natura di quella Porfirite, secondo il brano da me riportato dello studio del Maddalena. Adunque secondo tale spiegazione

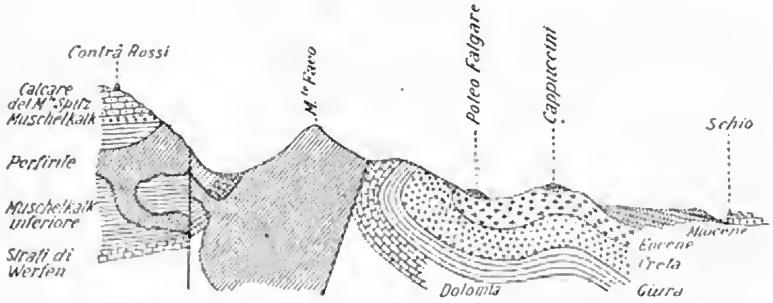


Fig. 18.

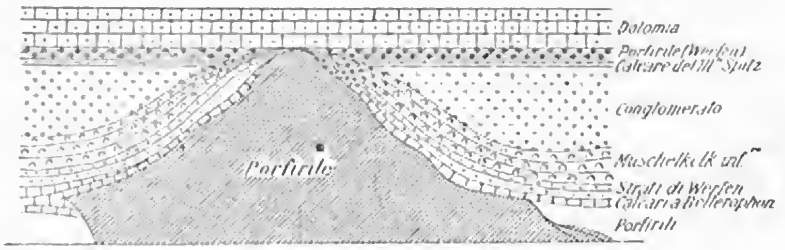


Fig. 19.

vi sarebbero due eruzioni porfiriche, l'una più antica formante la laccolite dei Monti Faco e Guizze e l'altra più giovane intercalata, come è indicato negli spaccati coi segni convenzionali, fra il calcare del M. Spitz e la Dolomia principale. Da questa disposizione originaria delle stratificazioni, indicata nella fig. 18, sarebbe derivata l'attuale struttura, rappresentata secondo il Tornquist dalla fig. 19.

Questa rappresenta la sezione secondo il profilo Cappuccini-M. Faco, cioè lo stesso identico profilo rappresentato dal mio spaccato 10 della tav. X.

Messa a confronto la fig. 19 del Tornquist con tale mio spaccato, si può giudicare il concetto diverso da noi seguito.

Mi sembra poi che anche volendo ammettere le condizioni originarie dei Monti Guizze ammessi nella fig. 18, non si saprebbe in qual modo si possa giungere coi movimenti successivi delle stratificazioni, alle condizioni ammesse nella fig. 19.

Si noti anche, che secondo tale interpretazione incomincerebbe a comparire la piega a ginocchio, alla quale abbiamo già accennato, e colla quale si crede di spiegare il dorso dei Sette Comuni che guarda la pianura vicentina. Non ho bisogno di aggiungere come per me non vi sia dubbio che la intepretazione giusta deve corrispondere ai miei spaccati 10 e 11 di cui ho trattato.

Spaccato 12, fig. 20: *Maso Dalla Vecchia*, tav. X.

Questa collina, per alcuni scavi fatti per estrarre terra da fonderia, può essere studiata meglio delle altre colline a nord di Schio.

Gli strati sono sempre semi-rovesciati: l'Eocenico è molto sviluppato come a Polco, ma non si attacca direttamente alla Creta, come nel vicino Castellaro. Qui fra la Creta ed i calcari eocenici troviamo interposto un banco di basalto e di tufi basaltici, ai quali succede il membro di Chiampo a cui fanno seguito strati arenacei, argillosi, molto decomponibili, complessivamente di una notevole potenza. A questi terreni sedimentari certamente eocenici segue il solito banco di basalto e di tufi e poi infine gli strati di Schio. Lungo la vallicella compresa fra il Maso Dalla Vecchia ed il Maso Lora fra la massa dei tufi sporge il basalto in prismi regolari di piccole dimensioni.

Nella piccola Carta di Tretto del Tornquist, nella quale sono inclusi i monti a nord di Schio, sono distinte due zone di basalti, una che porta il nome di Tufo di Spileco, ed un'altra superiore, col semplice nome di Tufo basaltico. Complessivamente, in detta carta, i basalti formano una fascia che occupa tutta intera la zona dei Masi dal Timonchio alla Contrà Aste, mentre dai nostri spaccati si può vedere come non manchino gli strati sedimentari. Ciò è segnato anche nella mia Cartina Geologica, ma limitatamente, come è mio sistema, ai punti di diretta osservazione.

Abbiamo un espandimento basaltico compreso fra l'Eocene e la Creta segnato anche nella Carta del Tornquist. Tale espandimento però non è continuo poichè manca totalmente in corrispondenza al Castellaro (spaccato 11) mentre riprende più ad ovest sotto la Villa Tombon, per cessare nuovamente alla Contrà Aste, dove abbiamo, per quanto si può ritenere, il contatto diretto fra il Terziario e la Creta (spaccato 10).

Il banco di basalto compreso fra l'Eocene e gli strati di Schio è invece regolare in tutta quanta la zona ed è di potenza notevole. Le eruzioni basaltiche assunsero una notevole importanza in tutto il Vicentino, e sebbene sembrino interessare tutta intera la serie terziaria fino alla Creta, io sono di opinione che abbiano ad appartenere ad un unico periodo intermedio fra l'Eocene ed il Miocene. Tale periodo fu di lunga durata, essendosi, alle deposizioni basaltiche, alternate sedimentazioni tufacee e di bassi fondi paludosi con banchi di lignite.

Spaccato 12 *bis*, fig. 21: *Maso Granotto-Timonchio*, tav. X.

Questo profilo comprende gli estremi dorsi con i quali i colli a nord di Schio terminano bruscamente allo sbocco della Valle del Timonchio in pianura.

Si può vedere la successione regolare dell'Eocene, della Creta e del Giura; i quali terreni così bene sviluppati e appariscenti da questa parte del Timonchio sembrano mancare totalmente al di là dello stesso torrente, sebbene abbiano la loro continuazione lungo le falde del Summano verso Sant'Orso, come vedremo.

Probabilmente allo sbocco della Valle del Timonchio furono abrasi dalla corrente del ramo del Ghiacciaio dell'Astico che nella sua massima espansione traboccava al disopra il Colletto di Velo, il quale lasciò notevoli depositi morenici lungo la valle che nascondono i terreni sottostanti.

Soltanto gli strati del Giura si vedono continuare anche alla sinistra del Timonchio, all'imbocco della Valle del Timonchiello, come è segnato nella Carta Geologica.

3ª tratta: *Timonchio-Astico.*

In questo tratto compreso fra il Timonchio e l'Astico, la faglia, mantenendo i suoi caratteri originarî corrispondenti alla piega fondamentale, presenta altri caratteri: nel primo tratto Agno-Gogna è messa in vista la roccia di base del Vicentino, il Talcoscisto; nel secondo tratto, fra il Gogna ed il Timonchio, la roccia più antica a giorno è il Trias inferiore e forse qualche poco di Permiano; nel terzo tratto Timonchio-Astico, la roccia più antica in vista, per un piccolo tratto, è la Porfirite che affiora entro la Valle del Timonchiello e nel rimanente, la Dolomia Principale: son tre anticlinali successive delle quali: la prima l'Anticlinale Agno-Leogra, la più elevata che supera i 2200 metri di elevazione col Pasubio, la seconda non arriva col Novegno ai 1700 metri di elevazione e finalmente la terza, la più bassa, non raggiunge i 1300 metri colla cima del Summano. Anche la fisonomia ed i caratteri sono diversi.

Maddalena, nelle già citate *Osservazioni Geologiche del Vicentino* (pag. 639), riferendosi alle osservazioni del Tornquist, scrive che ai piedi del Summano manca il Giura, ma a Rocchette (Piovene) si trovano gli strati del Lias quasi ricoperti dalla Dolomia Principale. Invece il Giura si trova tutto lungo i fianchi del Summano, come è ben segnato anche nella Carta del Negri, anzi secondo le mie osservazioni è molto più sviluppato di quanto è segnato in detta Carta, ed anche sulla mia stessa Carta, dove mi sono limitato a segnarlo soltanto in qualche breve zona. È da ritenere che gran parte della vasta falda sud-est della montagna fra S. Orso e Piovene sia ricoperta, si può dire, dalla base alla cima, dalle stratificazioni del Giura, più o meno alterate ma coi loro caratteri evidenti.

In quanto poi agli strati di Rocchette, mi pare che non possa esser dubbio che in quella località, tanto nota in Provincia per le sue importanti cave di pietra detta di Piovene, si abbia il vero Giura in tutto il suo sviluppo, le cui stratificazioni ricoprono la Dolomia Principale anzichè esserne ricoperte (v. spaccato 17).

Spaccato 13, fig. 22: *Sabbionara Grande*
e spaccato 14, fig. 23: *Sabbionara Vitella*, tav. XI.

Entro il profondo solco scavato dalle acque lungo il viottolo che conduce alla Sabbionara Grande a nord della Contrà Timonchio, ho potuto scoprire la testata dei calcari giuresi (spaccato 14). Per togliere ogni dubbio sulla reale esistenza di tale affioramento, che può facilmente sfuggire all'attenzione, basta portarsi ad un quarto di chilometro più ad est cioè alla così detta Sabbionara Vitella, per ritrovare il preciso prolungamento di tali strati, ma in questa seconda località sono molto più in vista e li troviamo accompagnati dalla Creta, la quale si mostra coi suoi strati a giorno per una notevole estensione.

Dando un'occhiata alla Carta Geologica qui unita, dove ho segnato colla maggior approssimazione possibile la direzione della testata degli strati del Giura, riuscirà evidente che presso a poco, in corrispondenza della linea x–y parallela al torrente Timonchio, deve esistere una faglia. A tale faglia corrisponde forse un salto che sembra di poter riscontrare in un gradino nella Porfirite entro la Valle del Timonchiello. Dato lo sfacelo generale che caratterizza questa località in gran parte ricoperta da detriti di frana e di depositi morenici, non è facile approfondire le ricerche su tale faglia, alla quale deve corrispondere un gradino che ha portato a maggior altezza i terreni più antichi ad ovest di questa faglia, in confronto dei terreni ad est, come ho già accennato. La dislocazione prodotta da questa faglia non si limita ad uno spostamento in senso verticale, ma vi ha pure, come si vede nella Carta, uno spostamento in senso orizzontale.

Nella Sabbionara Vitella (spaccato 14) lo spessore della Serie Giurese appare assai ridotto, mentre più ad est, verso Piovene, ricompare il Giura in tutto il suo sviluppo: a ciò ho accennato nelle generali, per esprimere il dubbio che in molti casi i calcari giuresi specialmente in vicinanza alla Dolomia abbiano potuto subire uno speciale processo di disgregazione, per assumere l'apparenza della Dolomia in isfacelo.

Spaccato 15, fig. 24: *M. Summano-S. Orso-Podere Rossi*, tav. XI.

In vicinanza alla parrocchia di S. Orso a tergo della chiesa, abbiamo la nota località sulla quale il geologo Pasini, mio concittadino, attrasse, nella prima metà del secolo scorso, l'attenzione dei geologi. Lo spaccato 15 si riferisce appunto a questa località. Abbiamo il solito rovesciamento degli strati, l'Eocene è rappresentato da calcari e da marne e passa direttamente alla Creta, senza che vi sia intercalato il basalto. Risalendo la Valle del Priale od il dorso dietro la Chiesa del Santo, si vede la Creta, in qualche punto cogli strati quasi rovesciati, la quale va perdendosi sotto le falde franose della montagna, che ricoprono senza lasciar traccia gli strati del Giura, sulla cui esistenza non vi è da dubitare.

Lo spaccato 15 può dare un'idea della costituzione del Summano: abbiamo la solita anticlinale con la schiena rivolta verso sud, con gli strati in gran parte asportati, rimanendo lungo le falde del monte, come testimoni, le testate rovesciate dei terreni terziario, cretaceo, giurese.

Esaminando attentamente le forme del Summano colle sue anfrattuosità, coi suoi dorsi ed i suoi valloni, si può giudicare quale influenza abbiano avuto pochi strati resistenti come quelli del Giura, quando sono rimasti sul posto a protezione della Dolomia sottostante, così facile preda alle acque.

La Valle del Timonchiello che anche al presente ha un'influenza così sfavorevole sul regime dell'alveo del Torrente Timonchio, in causa della grande quantità di materiali che convoglia, è il risultato di una vasta erosione che si estende dal Colle di Velo alla Cima del Summano e che intacca profondamente la Dolomia e la sottostante Porfirite.

Le acque del torrente hanno potuto liberamente scaricarsi per la breccia aperta attraverso la muraglia del Giura: ciò spiega non soltanto il vasto scavo della Valle del Timonchiello ma la stessa larga depressione della cresta del Colle di Velo di tanto più basso in confronto del M. Novegno e del Summano.

Più avanti, verso S. Orso, come abbiano veduto negli spaccati 13 e 14, gli strati del Giura formano una specie di briglia di ritegno, in corrispondenza alla quale emerge il grande promontorio che dalla cima del Summano si protende verso sud, alle cui basi si distende il paese di S. Orso. Ove manca una tale briglia o sia stata demolita, ivi corrisponde immancabilmente un grande scavo della Dolomia.

Oltre la Chiesa del Santo, fino al di là della grotta della Bocca Lorenza, sembra abbiano avuto luogo scoscendimenti della montagna, vasti distacchi di stratificazioni i quali, arrestandosi nella discesa, avrebbero dato origine al dorso pianeggiante di Roagna. La depressione della Val Grande deve corrispondere al vuoto lasciato dal distacco di una vasta zolla di strati, che trasportati poi dalle acque formarono la conoide che si protende verso il piano. La grotta detta Bocca Lorenza sembra scavata in una zolla di strati giuresi scivolati dall'alto.

Che siano avvenuti scoscendimenti degli strati giuresi formanti la schiena dell'anticlinale si ha una conferma esaminando i pendii superiori della Val Grande, in cui si distinguono per notevoli estensioni le testate degli strati stessi, adagiati nel senso del pendio della montagna.

Lo spaccato 15 del Summano lo immaginai prolungato sotto S. Orso fino alla collina terziaria che trovasi lungo la strada di Piovene in vicinanza al Podere Rossi. In tale spaccato ho segnato con la freccia, dove presumibilmente deve passare la Faglia Pedemontana.

Per noi che abbiamo seguito passo a passo lo svolgimento di tale faglia, sembrerà molto semplice il riconoscere nella presenza della suaccennata collina terziaria del Podere Rossi un fatto normale regolarissimo in rapporto colla faglia stessa, senza riconoscerne l'origine in uno scoscendimento, come spiegherebbe il Tornquist [1].

Nella Carta già citata, del Tornquist, in corrispondenza alla bassura acquitrinosa compresa fra l'abitato di S. Orso e la collina del Podere, è segnato in mezzo ai basalti un nucleo verde di cretaceo. Non so se per avventura il Tornquist abbia potuto

[1] Maddalena, *op. cit.*, pag. 691.

TAV. (III[a]) X

Fig. 15 Spaccato N. 10

Cappuccini - Aste - Guizze - Acquasaliente

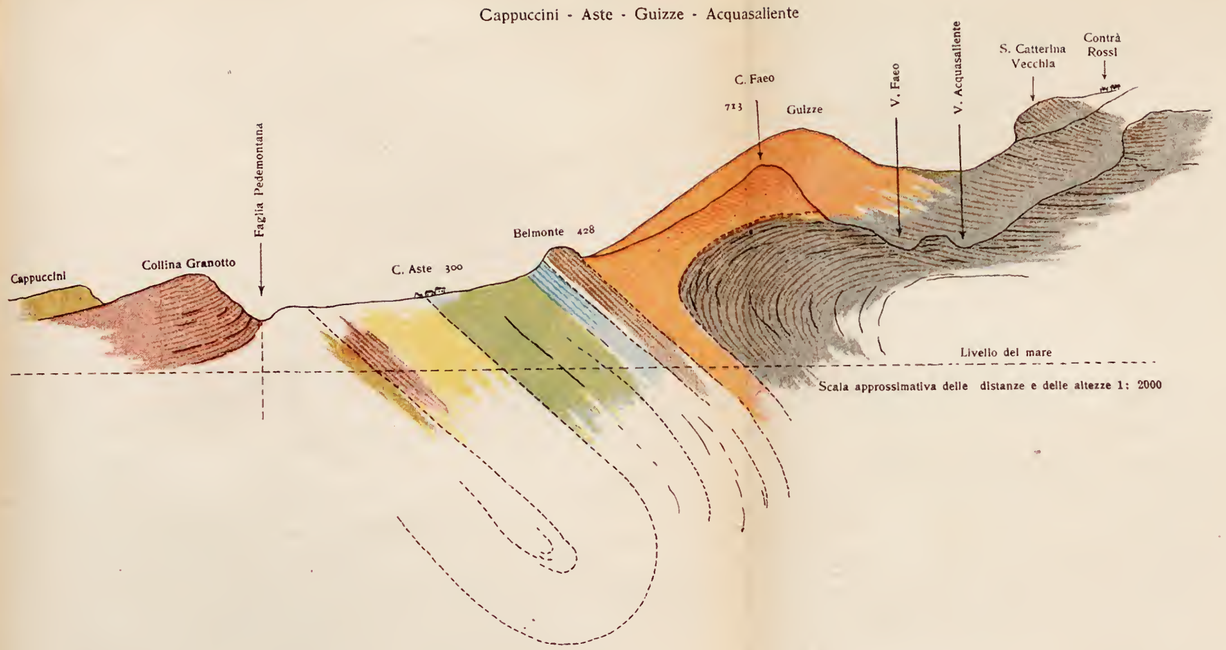
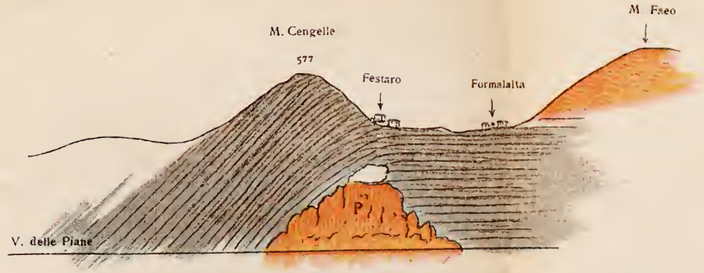


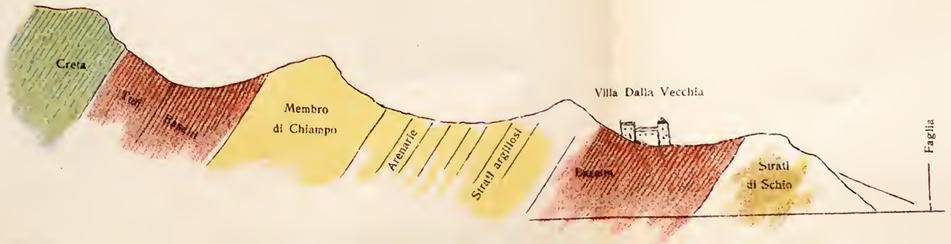
Fig. 17 Spaccato 11 bis



Profilo M.te Cengelle - Formalaita visto da Nord

Fig. 16 Spaccato 11

Maso Saccardo - Castellaro - M.te Cengelle Formalaita



e riporto per opportuno confronto l'unito spaccato (fig. 25) che tolgo dall'opera già citata *Das Vicentinische Triasgebirge.*

Come si vede, tale spaccato corrisponde al mio spaccato 15 della tav. XI testè descritto. Il confronto fra le due interpretazioni può riuscire interessante.

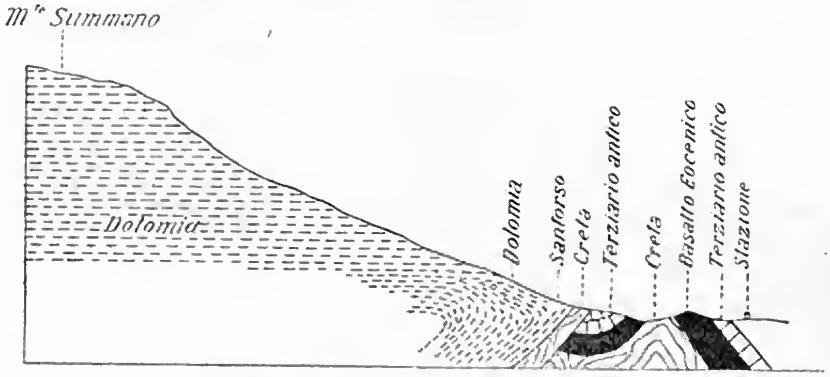


Fig. 25. — (Tolta dal Tornquist).

Il Tornquist, come si vede, pone a contatto della Dolomia direttamente la Creta, mancando secondo tale autore sul Summano, dalla parte di Santorso, il Giura.

Non si saprebbe veramente come spiegare la mancanza di una così importante serie di stratificazioni, ma invece noi sappiamo che esse effettivamente ci sono e di considerevole potenza, soltanto, se non si vedono a giorno, vuol dire che sono nascoste sotto le falde detritiche delle montagne. Tolto ciò la disposizione delle stratificazioni della Dolomia coinciderebbe coll'anticlinale ammessa dal mio spaccato.

La disposizione discordante delle stratificazioni dell'Eocene, del cosidetto Basalto eocenico e del Cretaceo che il Tornquist segnala in corrispondenza della bassura fra la Chiesa di Santorso e la Collina del Podere, di cui non mi venne dato di trovar traccia, si spiegherebbe secondo l'autore, mediante uno scoscendimento, il che credo di poter escludere non essendovi per me dubbio che la interpretazione giusta, in armonia a tutto l'andamento della Faglia Pedemontana, sia data dal mio spaccato 15.

Spaccato 16, fig. 21: *Dorsi dell'Angelo-Rocchette-Ponte Pila*, tav. XI.

In corrispondenza alle prime case di Piovene, cioè dove presso a poco finisce la dorsale che dalla cima del Summano si dirige a levante, le stratificazioni giuresi subiscono fratture e torsioni, assumendo poi sul gran dorso che sovrasta Rocchette una decisa inclinazione rivolta verso est, come ho indicato nello spaccato 16. Nel mentre quindi le stratificazioni verticali, costituenti il fianco del Summano a partire dal Timonchio, fino alle prime case di Piovene formano un sistema in dipendenza della Faglia Pedemontana, di cui costituiscono il labbro nord, il tratto invece dalle prime case di Piovene fino a Rocchette e l'Astico sembra staccarsi da tale sistema. Infatti si direbbe che da Piovene all'Astico le stratificazioni giuresi colla sottostante Dolomia, che si possono tanto bene osservare fino nel fondo del baratro dell'Astico al Ponte Pila, provengano dalla sinclinale della pianura [1], che si siano avanzate da est verso ovest, contro la Val d'Astico. Per spiegare un tale avanzamento del labbro sud della Pedemontana bisognerebbe ammettere che in corrispondenza alla Val d'Astico si sia formato, dopo la prima fase della formazione della faglia, un gran vuoto, entro il quale sia poi penetrato nella seconda fase della piega un largo lembo del labbro sud, che si sovrappose al labbro nord, con un notevole accavallamento. Se ciò fosse confermato si avrebbe un criterio dell'entità dell'avanzamento subito dagli strati nella seconda fase della piega.

Al di là del Ponte Pila, sulla sinistra dell'Astico, nulla si scorge, tutto rimane nascosto sotto la grande alluvione di ghiaie entro le quali il torrente si è scavato il suo solco profondo oltre 60 metri.

Del rimanente tratto della Faglia Pedemontana dall'Astico al Brenta ed oltre, ben poco potrei dire per osservazione diretta.

[1] Sarebbe la sinclinale di Schio, di cui diremo più innanzi. I dorsi dell'Angelo sopra Piovene rappresenterebbero l'orlatura nord di tale sinclinale e formerebbero sistema separato dal Summano. Le frane di tale monte avrebbero nascosto la linea di separazione.

A Piovene in causa dell'accavallamento probabile degli strati, a cui abbiamo accennato, sembrerebbe che la faglia subisca una interruzione con uno spostamento analogo, p. es., allo spostamento del Gogna, ma il caso è ben diverso: con tutta probabilità, la linea della faglia continua inalterato il suo andamento sotterraneo in direzione di Chiuppano, dove in piena evidenza la faglia si mostra a giorno, corrispondendo al solco dell'Astico scavato fra i colli delle Bragonze e le falde dell'Altipiano fino a Calvene.

Nella Carta del Negri si possono ben seguire le stratificazioni sempre verticali, il cui andamento quasi rettilineo fino al Brenta non è probabilmente così regolare e così semplice, come è segnato nella Carta stessa. Ad ogni modo sulla continuazione ed anche sulla posizione approssimativa della faglia, non può esservi dubbio.

Della Faglia Vicenza-Schio.

Si è molto parlato di questa faglia che attraversa il Vicentino con una linea quasi retta da SE a NO: il Suess sarebbe stato il primo a segnalare tale faglia a cui diede il nome Vicenza-Schio, perchè questi due centri coincidono colla faglia stessa.

Possiamo immaginare che essa sia una semplice fessura presso a poco rettilinea che partendo da Schio, precisamente dalla frazione di Polco, si dirige lungo le falde dei colli per Magrè, Malo, Vicenza.

Ma essa non si limita a questo solo percorso; è da ritenere che si prolunghi oltre Vicenza costeggiando i Colli Berici ed Euganei, perdendosi poi al di là sotto la coltre alluvionale della pianura.

A nord-ovest di Schio essa prosegue per la Sella di Santacaterina e Pralongo, taglia molto visibilmente il Colle di Posina (tav. XII, spaccato 17), il quale non ha bisogno di descrizioni, per raggiungere, a quanto si crede, e forse oltrepassare il colle della Borcola. Ciò è nettamente segnato nella Carta geologica del Negri con una linea che per i tre colli accennati della Borcola, di Posina e di Santacaterina, passa a sud di Schio e si dirige a Vicenza.

Quando avremo esposto le caratteristiche di questa fessura che taglia nettamente in due parti il territorio della provincia dovremo venire alla conclusione che deve trattarsi di una faglia di prima importanza e non sarebbe quindi da trascurare di cercarne, se possibile, le traccie anche oltre il Colle della Borcola. Il Maddalena invece nel suo studio della Val Posina, non tenendo conto di quanto è indicato nella Carta del Negri, il quale immaturamente rapito alla scienza aveva lasciato il suo studio incompleto [1], crede di poter escludere che tale faglia si prolunghi fino alla Borcola, ammettendo che oltre il Colle di Posina interrompa il suo corso e faccia un angolo in direzione della Sella di Laghi [2].

Non contesto l'esistenza di questa frattura trasversale, la quale per sè non esclude che la grande faglia possa avere il suo prolungamento fino alla Borcola e forse oltre, come sarebbe generalmente ammesso dai geologi anche se per avventura le traccie possano essere dubbie. L'argomento principale, pel quale il Maddalena contesta tale prolungamento, sarebbe l'esistenza a nord di Posina alla Contrà Spini di un affioramento della roccia fondamentale, cioè del micascisto, il quale affioramento verrebbe quindi a trovarsi a nord-est della faglia contestata [3].

La descrizione che l'egregio studioso fa di tale affioramento merita di essere notata, poichè questo talcoscisto, o micascisto che dir si voglia, la solita fillade del Vicentino, si troverebbe tutta circondata dalla porfirite, mentre evidentemente dovrebbero essersi intercalati gli strati del Permiano e del Trias. Questo talcoscisto si presenterebbe più scistoso e più bruno per l'intimo contatto con la porfirite *che l'abbraccia tutto* (pag. 720).

Siamo quindi di fronte ad un caso speciale e sebbene io non abbia visitato la località mi permetto di esprimere l'opi-

[1] Tale Carta fu poi pubblicata a cura della Sezione di Vicenza del C. A. I.

[2] Maddalena, *op. cit.*

[3] Uno dei pochi luoghi in cui si ha, secondo me, un vero affioramento di micascisto nella Valle di Posina, lo si incontra lungo il viottolo che discende dal Colle di Posina in fondo alla Valle del Fucenecco, a sud del paese di Posina. Tale affioramento verrebbe forse a trovarsi verso il lato sud-ovest della faglia.

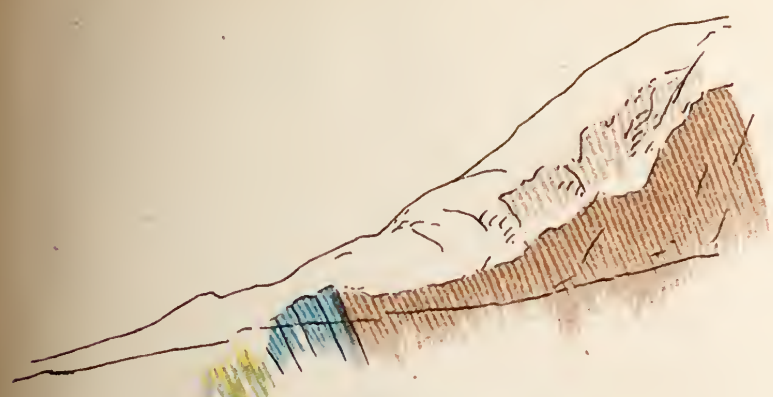


Fig. 22 Spaccato 13 Sabbionara Grande

Fig. 23 Spaccato 14 Sabbionara Vitella

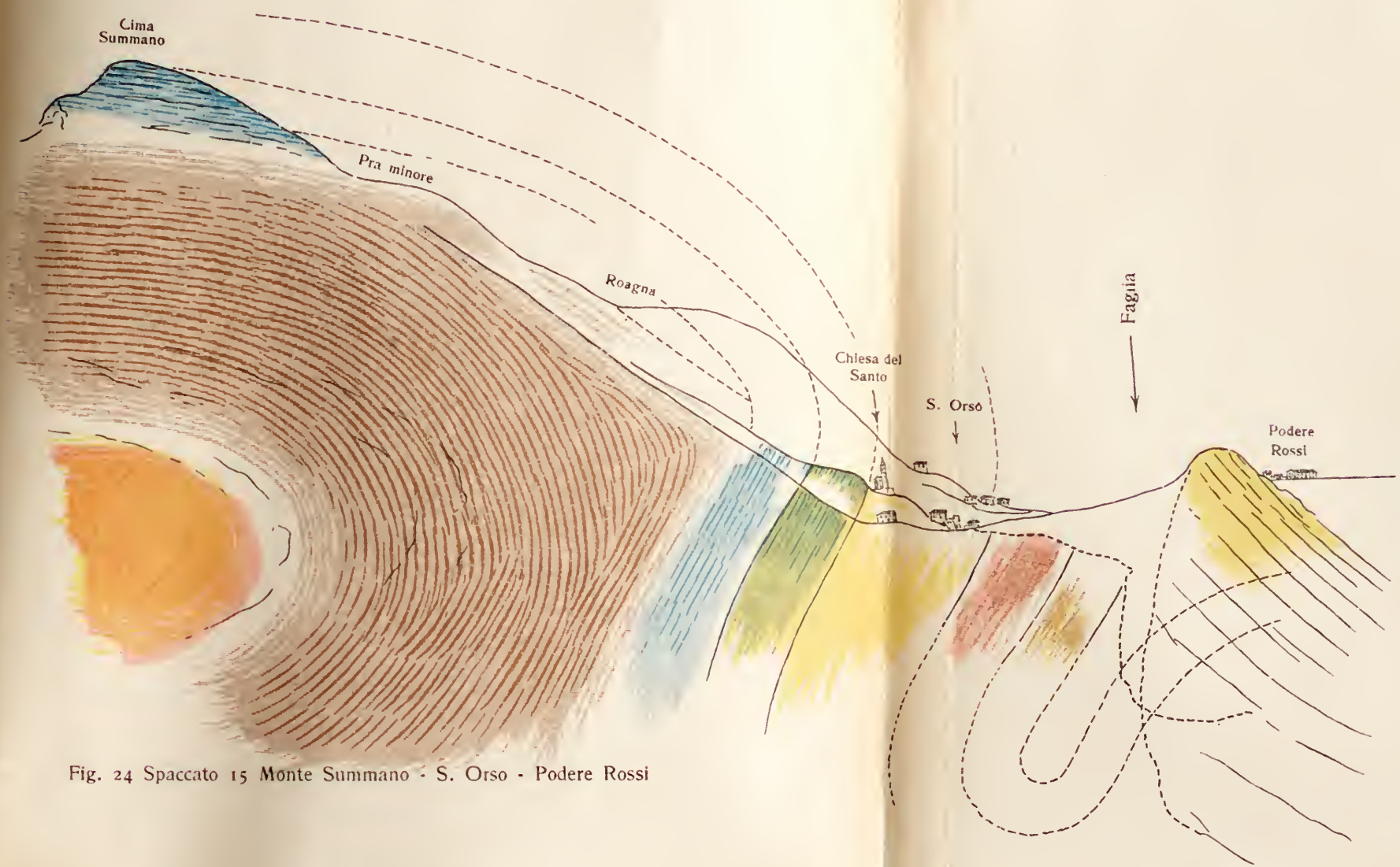


Fig. 24 Spaccato 15 Monte Summano - S. Orso - Podere Rossi

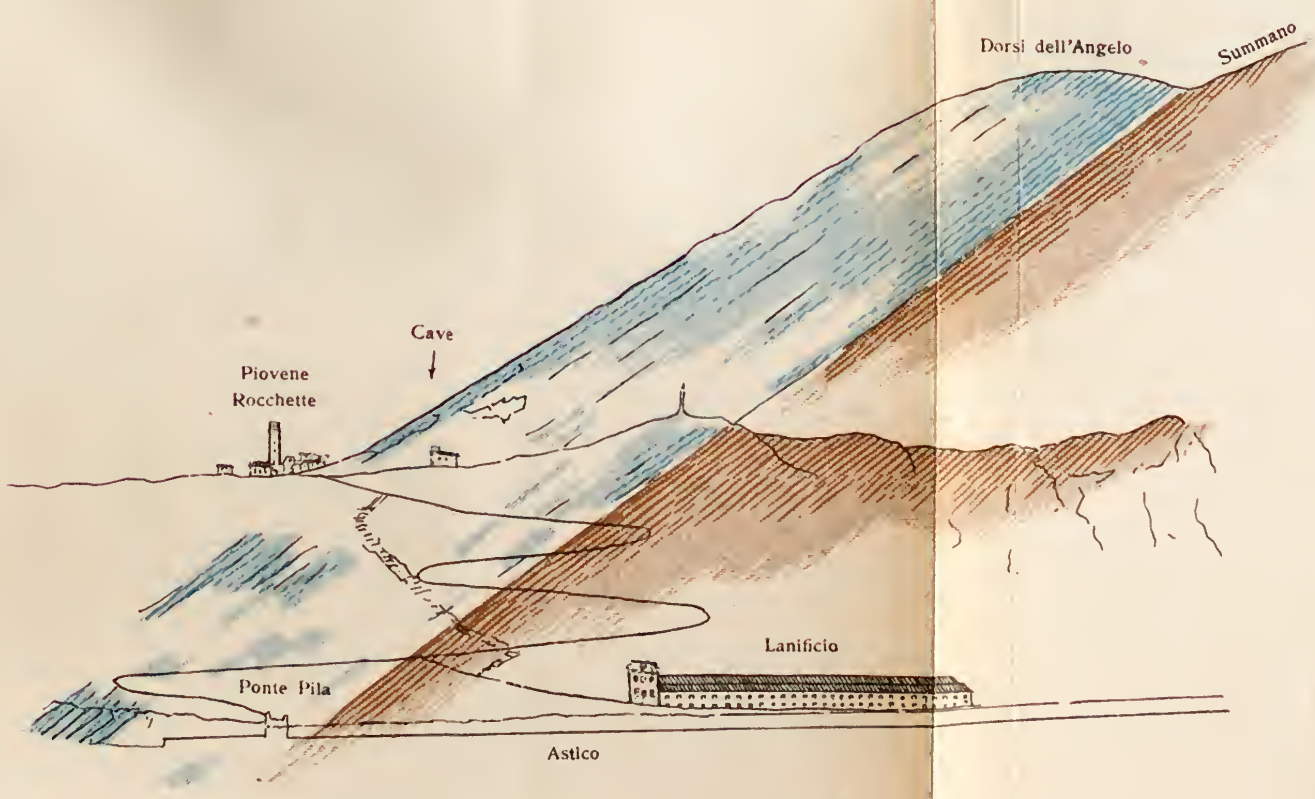


Fig. 26 Spaccato 16 Dorsi dell'Angelo - Rocchette - Ponte Pila

nione che si tratti di un blocco, o piuttosto di una vasta zolla di talcoscisto, impigliata nel magma porfirico e asportata dalle masse profonde durante l'eruzione. Tolto forse l'eccezionale grandezza del blocco intercluso, che del resto non potrebbe essere argomento sufficiente, per togliere valore alla spiegazione, il fatto in sè è tutt'altro che nuovo. Già ho segnalato più indietro trattando della Porfirite delle Guizze l'esistenza, all'imbocco della Valle dell'Orco, di interclusi di talcoscisto e di altri materiali antichi, nella porfirite, provenienti dagli strati inferiori, fondamentali attraversati durante l'eruzione [1].

L'esistenza, pure citata dal Maddalena, nell'identica località, di un grande blocco di Calcare del M. Spitz, immerso nella porfirite e di un affioramento di arenarie giallo-verdastre del Werfen, pure completamente isolato nella medesima roccia eruttiva, autorizza dunque a ritenere che l'affioramento di talcoscisto in questa località non sia che accidentale, portato in alto, come già accennai sopra, dalla corrente porfirica, che si abbia aperto una bocca eruttiva, analogamente a quanto abbiamo potuto constatare per le Guizze e la Valle dell'Orco.

Mancherebbe quindi l'argomento principale che, secondo il Maddalena, autorizzerebbe a scartare senz'altro che la Faglia Vicenza-Schio si prolunghi oltre il Colle di Posina verso la Borcola.

Ma ora da parte mia posso dire di più: dopo una recente escursione fatta nell'alta Val Posina, ho potuto constatare come la Faglia Vicenza-Schio si prolunghi, senza alcun dubbio, non solo oltre il Colle di Posina, ma anche a monte del paese di Posina. Per un buon tratto lungo la strada che da Posina sale alla Borcola, la sponda destra della valle è scoscesa ed in varî punti tagliata a picco, con la testata degli strati antichi ben visibili, con evidente discordanza con la sponda sinistra della valle che ha i pendii più dolci. La spaccatura della faglia, che coincide nettamente coll'asse della valle, non potrebbe essere più evidente.

[1] Traccie di talcoscisto si trovano presso la Contrà Formalaita fra gli strati triasici e la porfirite come è indicato nello spaccato 11 della tav. X.

Proseguendo poi fino al Passo di Borcola, la discordanza fra i due lati della valle non è facile a constatare, essendo tutto mascherato da pendii franosi coperti di vegetazione, ma vi è un fatto che costituisce una prova indiretta della continuità della faglia anche oltre il Colle della Borcola e cioè che il versante destro della valle costituito dal grande massiccio del Pasubio e dei suoi contraforti è di varie centinaia di metri più elevato del gruppo del M. Maggio dalla sinistra.

Entrambi questi gruppi hanno le sommità costituite dalle stratificazioni regolari del Giura, ma il Pasubio alla destra arriva ai 2236 metri, mentre il M. Maggio arriva solo a 1850 metri sul mare.

Abbiamo adunque, anche qui, il carattere dominante della Faglia Vicenza-Schio, di presentare costantemente la sponda sud-ovest notevolmente più alta della sponda nord-est.

Non vi è dubbio adunque che la Faglia Vicenza-Schio si prolunga *almeno* fino al Colle della Borcola come è generalmente ammesso.

La località, dove è molto bene visibile il passaggio della faglia, si trova a nord della Contrà Calisigi a Polco presso Schio, come viene riprodotta nello spaccato 8 della tav. IX, in cui si può vedere il contatto del Talcoscisto del labbro ovest della faglia coi calcari eocenici del labbro est. La strada carrozzabile che sale a Santa Caterina, intagliata nei calcari eocenici, nell'ultima svolta sopra la Contrà Calisigi, invece attraversa il Talcoscisto e taglia la linea della faglia a cui corrisponde una ristretta zona di materiale incoerente di tritumi, che separa il Talcoscisto dai calcari. Anche più avanti in un'altra svolta sotto la Contrà Coroboli è messo a nudo il Talcoscisto in prossimità della faglia che prosegue evidentemente in direzione del Colle di Santa Caterina.

Verso sud la faglia segue lungo le falde del M. Lesegno, riprodotto nello spaccato già citato 7, tav. IX, il quale costituisce il labbro sud-ovest della faglia, mentre il labbro nord-est è più basso sprofondato sotto il livello del torrente Gogna. Come abbiamo già accennato più indietro e come è segnato nella Carta Geologica, oltre all'accennato sprofondamento, le stratificazioni del labbro nord-est hanno subito una dislocazione

verso nord di circa 2 chilometri come è indicato dalle stratificazioni giuresi che da un lato della faglia si trovano alla Torretta Saccardo e dall'altro lato della faglia invece a nord di Polco.

Spaccato 18, fig. 28: *Castello di Magrè*, tav. XII.

Proseguendo verso Magrè, troviamo una piccola collina di calcari eocenici la quale emerge in mezzo alla campagna, alla quale corrisponde poi più innanzi l'altra collina più elevata detta Castello di Magrè, che porta ancora qualche avanzo di vecchio rudero. Anche questa è formata di calcari eocenici che si utilizzano per le vicine fornaci da calce. Le stratificazioni sono fortemente erette con inclinazione verso levante, e non vi ha dubbio che rappresentano il labbro nord-est della faglia, la quale passa a sud della collina, nella depressione da cui è separata dal M. di Raga che è cretacco; su cui si trova la chiesa del vecchio cimitero.

Spaccato 19, fig. 29: *Cà Trenta*, tav. XII.

Questo spaccato mostra in tutta l'evidenza il passaggio quasi preciso della faglia, per la discordanza delle stratificazioni cretacee dal labbro sud-ovest cogli strati terziari dal labbro nord-est. Il colle detto Belvedere è formato dagli strati di Schio molto sviluppati; i lavori delle trincee e dei ricoveri hanno messo a giorno strati molto fossiliferi, specialmente della serie più giovane del Castello di Schio. Più a sud uno scavo fatto nel prato per lavori di trincea ha giovato per mettere allo scoperto le stratificazioni del nummulitico in evidente concordanza cogli strati di Schio della collina Belvedere. In vicinanza abbiamo subito un colle cretaceo colle stratificazioni discordanti, il quale non lascia dubbio di essere separato dalla faglia.

La faglia si segue ancora sempre facilmente alla chiesa di S. Vito, alla Casa di Malo, a Malo, S. Tomio, Isola e Castelnuovo, nelle quali località ho rilevato sul posto gli spaccati 20-21-22, tav. XII.

In tutte queste località il labbro nord-est della faglia è rappresentato in ispecial modo dagli strati di Schio.

Oltre Castelnuovo la faglia rimane interamente nascosta dalle alluvioni del piano: seguendo la linea presso a poco retta, dovrebbe lasciare ad ovest il colle Eocenico della Crocetta alla Maddalena e passare precisamente sotto la città di Vicenza.

Guardando una Carta, riesce evidente che l'allineamento dei Colli Berici, e probabilmente Euganei, corrisponde al labbro ovest della faglia, mentre il labbro est rimane nascosto sotto la pianura, salvo forse la prominenza della collina di Montegalda.

A nord di Schio, risalendo la Valle del Gogna, fino al Colle di Santa Caterina e poi più avanti seguendo la nuova strada militare che conduce al colle di Posina, si possono indovinare in qualche punto le traccie del passaggio della faglia, ma del resto nulla vi ha di notevole. Al colle di Posina invece la faglia si mostra in tutta la sua evidenza, come dallo spaccato 17, tav. XI.

Abbiamo ad ovest il M. Alba che divide il bacino del Leogra da quello del Posina costituito dalla Porfirite la quale si appoggia sopra gli strati delle arenarie variegate del Trias inferiore fortemente inclinate: ad est, di fronte, abbiamo la Dolomia Principale in poderosi ammassi stratificati orizzontali: una roccia salda che si innalza con pareti a picco a scaglioni per culminare colla cima della Ronchetta del gruppo del M. Novegno, costituita dai calcari del Giura.

Il passaggio della faglia attraverso il colle di Posina non potrebbe essere più evidente. Il fatto che anche la Porfirite del M. Alba come abbiamo veduto per le Guizze si trova appoggiata sul Trias antico, anzichè sui calcari del M. Spitz, meriterebbe di essere considerato, e probabilmente può avere l'identica spiegazione che abbiamo dato della Porfirite delle Guizze trattando degli spaccati 11 e 11 *bis* della tav. X.

È notevole nella Faglia Vicenza-Schio che lungo il tratto compreso fra Magrè e Malo, in cui in più punti il labbro ovest emerge cogli strati cretacei tagliati a picco, sgorgano abbondanti sorgenti di acque limpide: così a Magrè alla Catrenta, alle Case di Malo. Le stratificazioni della Creta, con inclinazione

verso est, formano una vasta piattaforma di base ai Monti di Magrè, Leguzzano e M. di Malo, dalla quale hanno evidentemente origine le dette sorgenti. Nel *caos* determinato dalle eruzioni basaltiche tutta la grande piattaforma cretacea mascherata dai tufi basaltici e da vasti lembi di calcari terziari sembra sia rimasta indisturbata, mentre ciò non si verificò pel terziario, che si trova spesso in grandi ammassi circondati e come galleggianti nel basalto, il quale è evidentemente più giovane dei calcari sebbene sottostante a questi.

Prima di abbandonare l'argomento della Faglia Schio-Vicenza, debbo rilevare quanta importanza abbia attribuito il defunto geologo Molon [1] all'esistenza di questa faglia sul corso dei fiumi della Provincia: il Bacchiglione, Retrone, Astico, Brenta, il corso dei quali sarebbe stato per così dire richiamato verso la supposta depressione corrispondente alla faglia. Ma la faglia è molto più antica: essa deve essersi formata verso la fine del Miocene e più esattamente in corrispondenza della fine degli strati di Schio, che devono ritenersi gli strati sedimentari più giovani della Provincia.

Se consideriamo le stratificazioni dei varî spaccati in corrispondenza alla faglia, si deve concludere che a tale faglia, anzichè una depressione, doveva corrispondere in origine piuttosto un rilievo, una specie di orlatura rialzata, a guisa di labbra, di cui si ha un avanzo nelle colline da noi studiate, mentre la maggior depressione doveva trovarsi a nord-est della faglia in conseguenza di una sinclinale di cui parlerò brevemente più avanti.

Al posto dell'attuale pianura, doveva trovarsi in origine un golfo di mare, colmato dalle alluvioni, specialmente dell'epoca glaciale. Tutto il materiale strappato ai Monti del Leogra, del Timonchio e dell'Astico il quale sfogava un ramo dal ghiacciaio Adige-Brenta, e prima che il detto Astico si scavasse l'attuale passaggio per Calvane-Lugo, formò delle grandi conoidi con una generale pendenza verso la linea dei colli Magrè-Malo-Vicenza, senza che la faglia in parola esercitasse alcuna influenza.

[1] Molon F., *I nostri fiumi: Astico,* ecc., Padova, 1883.

La Sinclinale di Schio.

Il tratto dell'alta pianura vicentina, compreso nel triangolo formato dalle città di Vicenza-Bassano-Schio, può considerarsi come una specie di piattaforma, separata nettamente dalle zone montuose, a sud, per mezzo della Faglia Schio-Vicenza ed alla parte nord, dalla Faglia Pedemontana. Tale piattaforma foggiata a conca è quasi interamente sommersa sotto le alluvioni della pianura, emergendo col suo sperone estremo su cui si trova Schio colle sue colline del Castello, Grumi dei Frati, Cappuccini. Lungo la Faglia Vicenza-Schio, tale piattaforma emerge col suo orlo, più o meno corroso, formato dagli strati rialzati in più punti, come già abbiamo veduto e cioè con le colline di Magrè, Catrenta, S. Vito, Case di Malo, Malo, S. Tomio, Isola, Castelnuovo.

Lungo la Pedemontana, analogamente emerge alle colline del Podere presso Sant'Orso e più oltre in larghe zone collinose, alle Bragonze, Breganze, Marostica, ecc.

Spaccato 23, sezione della Sinclinale di Schio fra Magrè e Castellaro (sezione 11 della tav. VIII).

Questo spaccato rappresenta una sezione della sinclinale fra il Castello di Magrè e l'abitato di Schio colla collina di Castello e Castellaro.

Spaccato 24, sezione della Sinclinale di Schio fra Catrenta e S. Orso (sezione 15 della tav. VIII).

Questo spaccato rappresenta una sezione della sinclinale fra la collina della Catrenta e la collina del Podere.

A differenza dei monti vicini dove le stratificazioni sono tanto spostate dalla loro posizione originaria, può ritenersi che la piattaforma costituente la sinclinale sia formata dall'intera pila di tutte le stratificazioni del Vicentino, della potenza di più migliaia di metri, nel loro assetto normale, salvo che per le spinte subite in senso orizzontale, gli strati si sono rialzati lungo i bordi disponendosi a conca.

Giudicando dalla parte emersa degli strati di Schio, il fondo della sinclinale, in corrispondenza del suo asse mediano, presenta una forte inclinazione da ovest verso est, per cui sprofondandosi sempre più sotto le alluvioni del piano, dovrebbe toccare il livello del mare già a pochi chilometri da Schio, tanto che può ammettersi che la sinclinale abbia costituito il fondo originario marino da cui sorse la pianura veneta, colmato dai sedimenti marini e dalle alluvioni per più migliaia di metri di potenza.

Rapporto fra le due Faglie e fenomeni di dislocazione.

Da quanto abbiamo veduto le due Faglie SV e la Pedemontana, nelle quali in certo modo si riassume la storia delle nostre montagne, hanno una origine ben diversa: la prima è una semplice fessura o crepatura delle stratificazioni, probabilmente preesistente ai sollevamenti, mentre la seconda è dovuta ad una piega, da cui ebbero origine le anticlinali Agno-Leogra, Novegno e dei Sette Comuni. La Pedemontana è quindi contemporanea ai sollevamenti, anzi si può dire che di questi sia nello stesso tempo causa ed effetto.

Per comprendere bene come abbiano luogo i sollevamenti noi dobbiamo immaginare una porzione della superficie in movimento.

Data la direzione predominante delle principali catene montuose del globo che sono quasi tutte dirette da ovest ad est, si deve concludere che ordinariamente i movimenti della crosta terrestre da cui ebbero origine tali catene avessero la direzione da sud a nord, cioè dall'equatore in direzione del polo [1]. I semplici movimenti in avanti, anche di vaste zone, non avrebbero determinato alcun raggrinzamento, cioè sollevamento: questo veniva a verificarsi soltanto quando sorgevano ostacoli o resistenze al movimento stesso. A noi è quindi dato di segnalare che una certa area fu in un dato periodo in movimento, unicamente perchè fu sede di resistenze che provocarono la for-

[1] Questa teoria fu sostenuta dall'Autore nella memoria: *Sopra una grande forza tellurica trascurata,* Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. XXXIII, 1914.

mazione delle pieghe: senza di ciò anche vasti movimenti possono aver avuto luogo senza lasciar traccia.

Il movimento unico generale da cui ebbero origine i sollevamenti alla fine del Miocene, cioè appena deposti nella nostra Provincia gli strati di Schio, movimento a cui dovevano partecipare le masse profonde della crosta terreste, doveva avere, come abbiamo detto, una direzione da sud a nord. Senza preoccuparci se tale azione fosse estesa a tutte le Alpi od anche forse a più vaste regioni del globo e limitando quindi le nostre considerazioni al ristretto territorio dell'alto Vicentino, possiamo immaginare l'effetto del movimento che si risolva in una poderosa spinta, sulla fascia dei terreni da cui ebbero origine le nostre montagne dal Chiampo al Brenta. In causa delle resistenze che si opponevano, possiamo immaginare che il primo effetto si sia manifestato colla formazione della fessura cioè la futura Faglia SV, la quale non poteva avere in origine che la direzione stessa della spinta, perchè qualunque altra sarebbe impossibile.

Tale fessura doveva avere in origine quindi la direzione da sud a nord, come sarebbe rappresentato nella fig. 35 della tav. IX colla punteggiata SV.

Poi continuando la spinta, le stratificazioni, che dovevano essere in origine orizzontali, incominciarono a sollevarsi e ad arcuarsi e poi a ripiegarsi per di sotto, dando luogo alla formazione della piega fondamentale da cui ebbe origine la Faglia Pedemontana. Si comprende che la formazione di questa piega abbia potuto determinare fra i due labbri della fessura SV degli spostamenti cioè delle dislocazioni sia nel senso orizzontale che nel senso verticale come abbiamo constatato studiando la Faglia SV.

Se la resistenza offerta allo spostamento in avanti degli strati, fosse stata uniforme, si sarebbe formata un'unica anticlinale col suo asse disposto da ovest verso est e anche la faglia avrebbe avuto un andamento rettilineo da ovest ad est. Invece la linea della stessa, in causa delle varie resistenze, subì spostamenti varî, risultandone una linea spezzata.

Teoricamente adunque, la faglia avrebbe dovuto essere rappresentata da una linea retta CB della fig. 35, tav. VIII, di-

retta da ovest ad est, con le origini presso a poco in corrispondenza al Chiampo, punto che vogliamo considerare della massima resistenza.

Oltre questo punto rigido C, procedendo verso est, per le minori resistenze, ebbe luogo uno spostamento di tutta la massa delle stratificazioni in corrispondenza al primo tratto della Faglia Chiampo–Agno–Leogra, il quale, a guisa della sfera di un orologio, subì una rotazione intorno al fulcro C. Con tale movimento il punto S_1 si portò in S. Se tutto il sistema fosse stato rigido avrebbe dovuto percorrere il medesimo angolo intorno al fulcro C e allora il punto B si sarebbe portato in C. Invece i tratti Gogna–Astico e Astico–Brenta si spostarono molto meno in causa delle maggiori resistenze e assunsero la posizione attuale.

Mancando una connessione rigida fra le masse degli strati di destra e di sinistra della faglia SV il tratto della Pedemontana in corrispondenza di Poleo potè dislocarsi in avanti, come abbiamo veduto, di circa 2 chilometri misurati alla testata del Giura fra la località Gogna e Poleo. Altre dislocazioni analoghe più o meno appariscenti lungo la Pedemontana segnano discontinuità di rapporti, fra le masse attigue di strati, ma rappresentano ad ogni modo movimenti di secondaria importanza.

Evidentemente, dato che tutta l'area doveva essere in movimento che si risolveva in una rotazione intorno al fulcro C, anche la faglia SV si spostò, ma si comprende come in causa delle resistenze che tendevano a deformare l'area della stratificazione la faglia stessa, che avrebbe dovuto assumere la posizione SV_{11}, cioè a 90 gradi colla CS, prese invece la posizione attuale SV con un angolo minore per uno schiacciamento o curvatura subita dalle stratificazioni. Un maggiore schiacciamento subirono le stratificazioni a oriente della SV e ciò in causa del minor angolo percorso dalla SAB che avrebbe dovuto disporsi conforme la punteggiata A–*b*.

Avvenne adunque una rotazione intorno al fulcro C e contemporaneamente una deformazione di tutta l'area da noi considerata; il punto V corrispondente a Vicenza, per portarsi nella posizione attuale V, si sarebbe spostato di 16 km. verso nord e di 12 km. verso est.

Il punto B_1 nella rotazione avrebbe dovuto portarsi in *b*, ma invece si fermò in B, cioè poco più che a metà distanza e ciò perchè le stratificazioni comprese nel triangolo rettangolo VSB si arcuarono per disotto, formando la sinclinale di Schio, compresa nel triangolo VSB. Con tale deformazione il lato del triangolo VB, che era in origine di km. 38 $^1/_2$, si ridusse a soli 29 $^1/_2$ con una differenza di circa 3 km., da cui si ha in certo modo la misura dell'ampiezza dell'arco della sinclinale, compreso fra Vicenza e Bassano e il Brenta.

Tali spostamenti reciproci non hanno che un valore relativo alla Provincia, e possono dare un'idea di movimenti assai più vasti per aree maggiori.

Con questi movimenti, si può immaginare che si siano manifestate delle forti compressioni ai due lati della faglia SV nel senso della freccia. A sinistra, cioè ad ovest, per lo spostamento angolare subito dalla faglia, si formò tutto lungo la stessa un'anticlinale di modesta elevazione rappresentata dalla catena di Colline di Magrè, Malo, Monteviale, prolungata più avanti dai Colli Berici e Colli Euganei, ed a destra, cioè ad est, per la resistenza incontrata dalla SAB, si formò la grande piegatura opposta, cioè una sinclinale limitata dalle due faglie SV e Pedemontana, che abbiamo distinto col nome di Schio.

Movimenti ancora più vasti si potrebbero riscontrare volendo considerare punti ancora più ad oriente lungo le due faglie, movimenti che hanno interessato una vastissima zona e dei quali la SV ci ha servito da indice.

Tutti questi movimenti e spostamenti, che abbiamo cercato di concretare in cifre, sono basati sull'ipotesi che la Faglia Pedemontana abbia origine presso a poco all'incontro colla Valle del Chiampo. Evidentemente però se il punto C che abbiamo supposto rigido e relativamente immobile a guisa di fulcro, rispetto al movimento giratorio dell'area circostante, s'immagina spostato più a nord o più a sud, tutte le posizioni dei vari punti considerati, come pure le posizioni teoriche primitive sia della SV come della Pedemontana, sarebbero diverse.

Nella Carta geologica della provincia di Verona del Nicolis, non si scorge alcun indizio nelle stratificazioni che dovrebbero accompagnare la faglia, cosicchè si dovrebbe dedurre che essa

cessi effettivamente prima del confine colla provincia di Vicenza; qualche cosa si vede sulla Carta del Negri più volte citata, ma sull'esattezza di tale Carta in generale vi sarebbe da fare qualche riserva [1].

Ma non conviene del resto dare importanza alle cifre in sè che potranno essere superiori o anche inferiori alle reali, quanto al fatto indiscutibile, provato, che movimenti molto rilevanti, perfettamente analoghi a quelli da noi calcolati, hanno avuto realmente luogo, coi conseguenti restringimenti, ripiegamenti e curvature delle stratificazioni che formarono i rilievi montuosi.

Siccome poi non si tratta di un'unica massa omogenea e compatta, si comprende che i movimenti si risolvono in spostamenti reciproci e deformazioni di frammenti più o meno vasti,

[1] Se penso quanta fatica mi è costato il ristrettissimo lembo di Carta geologica unita al presente lavoro ed ai dubbi ed alle lacune ancora rimaste, non ostante le numerose escursioni, non di rado più volte ripetute nella breve zona, spesso a pochi passi dalla mia città, dico candidamente che in proporzione il rilievo della Carta geologica di una intera provincia, che dovrebbe essere studiata, si può dire, palmo a palmo, quando voglia essere fatto coscienziosamente e scrupolosamente, deve a mio giudizio superare le forze di uno studioso che vi dedichi i migliori anni di lavoro. Invece sembra che possano bastare anche poche escursioni e pel rimanente una conoscenza generale della regione.

Vaste plaghe completamente coperte di boschi e di pascoli, larghe falde e interi versanti, ricoperti di frane, lasciano completamente incerti sulla natura del sottosuolo e pure i colori delle carte, nettamente limitati, seguono la loro fascia ininterrotta; ampie zone di alta montagna, che forse il geologo non ha mai varcato, sono anche queste bene delimitate senza incertezza. È un lavoro, ben si comprende, per gran parte fatto al tavolo, sulla guida di una conoscenza generale e con osservazioni fatte a distanza, ma in ogni caso in gran parte induttivo e non di rado arbitrario ed errato, il che toglie buona parte del suo valore a tutto ciò che è realmente frutto di studio e di osservazione sul posto, per cui si potrebbe fare il paragone col bugiardo sulla cui bocca non è creduta la verità.

Vorrei con questo venire alla conclusione che in tal modo tante fatiche e studi di illustri geologi possono considerarsi quasi perduti e che una Carta sarebbe molto più utile se venisse limitata ai segni e colori convenzionali unicamente per le ristrette zone realmente visitate dall'autore o di sicura esattezza: tale Carta sarebbe esteticamente incompleta, ma costituirebbe un documento di valore imperituro.

costituenti, a guisa di un mosaico, l'assieme di tutta la vasta zona in movimento, abbracciante non soltanto i nostri monti, ma l'intera regione delle Alpi e probabilmente interi continenti.

Così si chiuse l'epoca miocenica, per iniziarsi colla formazione dei grandi rilievi montuosi l'epoca pliocenica e successivamente il periodo glaciale.

Già dai calcoli limitati alla nostra ristrettissima zona, s'intravede come siansi verificati spostamenti da nord verso sud, di decine di chilometri; ma a quali cifre si arriverebbe se si potesse calcolare quale sviluppo dovessero avere le stratificazioni nella loro posizione originaria, dalle quali ebbe origine tutta la vasta congerie di dorsi della zona alpina?

Soltanto se si tien conto della grande piega che abbiamo trovato in corrispondenza della Faglia Pedemontana, dovremmo dedurre che essa ha avuto la sua origine da vari chilometri di sviluppo di strati: ebbene, in tutta la larghezza delle Alpi pensiamo alle pieghe analoghe, ai dorsi, anticlinali, sinclinali, ricoprimenti, ecc. e non sembrerà fuori di luogo l'ammettere che per l'intera larghezza della zona alpina che è di circa 250 km. possa corrispondere un avanzamento da nord a sud di varie centinaie di chilometri, per modo che può essere giustificata l'ipotesi che in realtà le stratificazioni delle nostre montagne provengano da latitudini molto più meridionali, avendosi così una spiegazione della flora e della fauna fossile, notoriamente di climi caldi.

Schio, dicembre 1919.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 27 febbr. 1921].

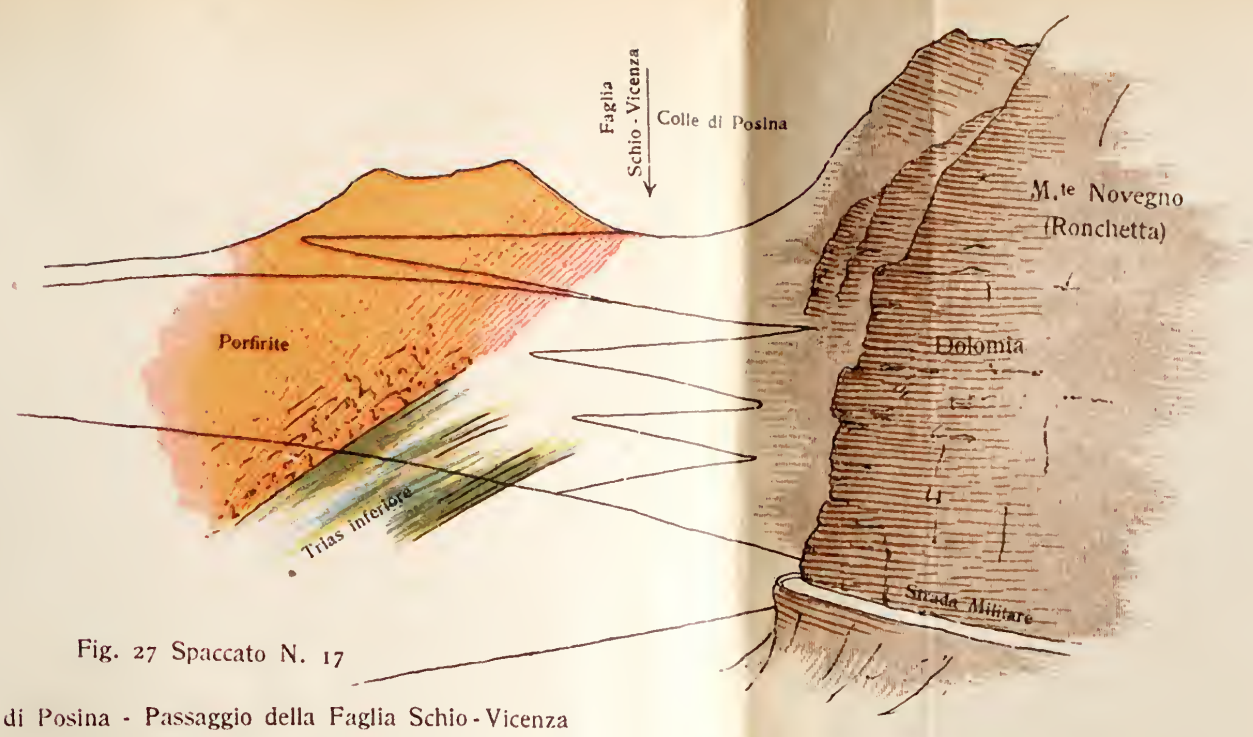


Fig. 27 Spaccato N. 17

Colle di Posina - Passaggio della Faglia Schio - Vicenza

Fig. 28 Spaccato N. 18 Castello di Magrè

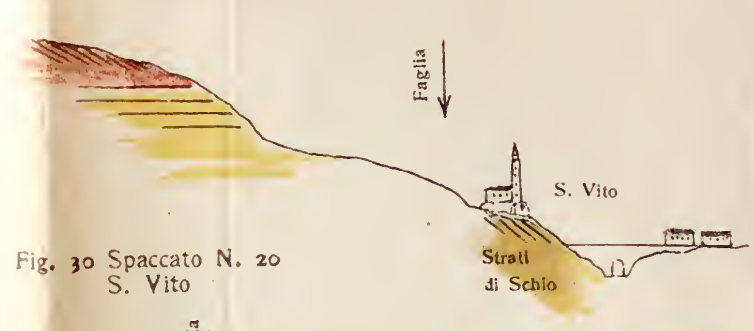


Fig. 30 Spaccato N. 20
S. Vito

Fig. 31 Spaccato N. 21 Malo

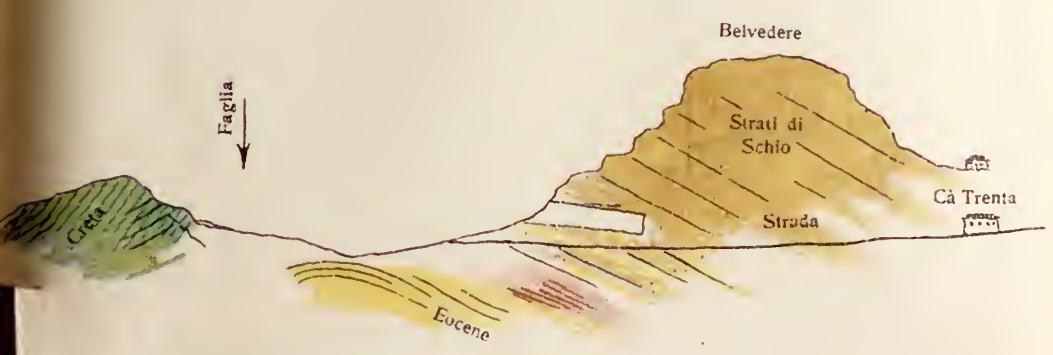


Fig. 29 Spaccato N. 19 Cà Trenta

Fig. 32 Spaccato N. 22
Santomio

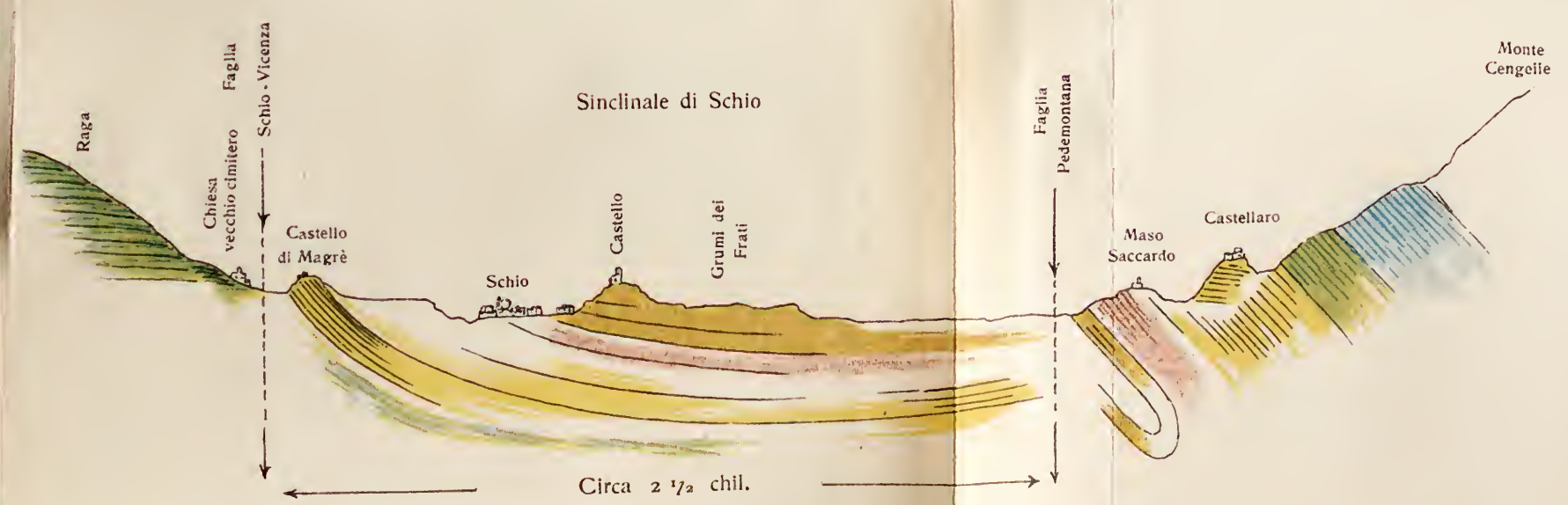


Fig. 33 Spaccato 23 Sezione della Sinclinale di Schio fra Magrè e Castellaro N. 11 della Carta Geologica

Fig. 34 Spaccato N. 24
Sezione della Sinclinale di Schio fra Catrenta e Santorso N. 15 della Carta Geologica

SULLA GEOLOGIA DELLA PROVINCIA DI ROMA

Nota del prof. G. de Angelis d'Ossat

XVII. Le terre colorate presso Veroli [1].

Nel territorio di Veroli, direttamente sopra i calcari cretacici-eocenici che costituiscono l'ossatura dei Monti Ernici, sotto forma di limitate saccoccie, si rinvengono *terre colorate* di non comune purezza. Esse si presentano generalmente con forte colorazione gialla e subordinatamente rossa: le fessure di contrazione sono riempite da argilla grigia e da veli sottilissimi di minerale ferro-manganoso. Nella contrada Virano, presso il torrente Amaseno, tributario di destra del F. Liri, e non lungi dal Molino Quadrozzi sulla via per S. Francesca, ho trovato i giacimenti più notevoli per estensione superficiale e per potenza, m. 1,25. Questi, per molte analogie, sono legati da una parte con quelli che ho ricordato sui vicini Monti Simbruini [2] e dall'altra con quelli del gruppo di Monte Cairo descritti dal Cacciamali [3]. Molti altri del genere furono illustrati in Italia dal d'Achiardi A., dal Toso, dal De Ferrari, da Nicolis, ecc.

La *terra gialla* di Virano ha dato al Villavecchia i risultati analitici (I), che riporto — per confronto — con quelli dell'ocra rossa del Vicentino (II, Ongaro), del Veronese (III) e delle terre rosse della Montagnola senese (Manasse), Cerbaja (IV) e S. Giusto (V).

[1] Seguito alle comunicazioni del Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XXXVIII (1919), pag. 34 e volumi precedenti.

[2] *L'Alta Valle dell'Aniene*, 1893, pag. 73.

[3] Cacciamali G. B., *Geologia Arpinate*, Boll. Soc. Geol. Ital., XI, 1893, pag. 325.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Umidità ed acqua combinata . . .	17,08	3,27	19,30	11,66	10,77
Insol. in acidi, silicati	39,40	74,21	25,20	50,54	55,49
Ossido di ferro . .	21,12	17,12	51,50	11,33	9,69
Ossido di alluminio .	21,91 (Tr. Ti)	5,10	4,00	26,28	23,68

Seguendo il metodo König, ho cercato — per quanto era possibile — separare dalla *terra gialla* la parte argillosa allo stato colloidale ed ho ottenuto, trattando gr. 50 di materiale, una notevole percentuale di argilla colloidale, impregnata da idrossido ferrico, e cioè:

2,278 %.

La *terra gialla* adsorbe molto il bleu di Mitilene.

Durante l'operazione ho constatato all'evidenza l'alcalinità del liquido. Ho poi ripreso una frazione del materiale adoperato per controllare l'operazione ed ho constatato — dopo 48 ore di riposo — che la separazione era quasi completamente riuscita, se non sono intervenute alterazioni. Con ciò però non intendesi punto affermare che la parte separata sia l'unica allo stato colloidale, anzi può asserirsi che F^2O^3 sia allo stesso stato, come una frazione di Al^2O^3, trovandosi la rimanente parte dell'allumina nell'argilla non colloidale. Le presenti affermazioni sono in parte sorrette dalle seguenti constatazioni sommarie, ma di fatto. La *terra gialla* all'acido cloridrico non ha ceduto: Mn, Ca, Mg, K, Na, SO^3, P^2O^5, ma solo Al e Fe: trattata con idrato potassico si ebbe reazione positiva solo nella ricerca dell'Al^2O^3.

Per la presenza dei nominati geloidrati l'analogia chimica del materiale in istudio con la bauxite in genere, e con le terre rosse di Cerbaja (IV) e di S. Giusto (V) in ispecie, rimane dimostrata; mentre risaltano ad evidenza le differenze con le ocre del Vicentino (II), del Veronese (III) e delle stesse ben note *terre senesi*.

Molto è stato scritto intorno all'origine dei menzionati prodotti ed a quegli scritti rimando, dopo aver constatato il concorso diretto, nel nostro caso, di acque ferruginose che hanno trasportato i materiali colloidali elaborati. I vicini depositi superficiali di limonite e manganese [1] possono confermare la emessa ipotesi.

Per rendere le terre colorate adatte all'uso è sufficiente una semplice manipolazione: una levigazione per separare le parti grossolane, l'essiccazione al sole e la polverizzazione. La prima e l'ultima operazione sono le più importanti, risultando da esse l'omogeneità e la finezza del prodotto. Con vasche o tini e molini si ottengono polveri impalpabili, massime con l'aiuto dei ventilatori [2]. Si foggia pure il prodotto in pani per la vendita, la quale ha raggiunto — durante la guerra — prezzi enormi: 1912, prezzo unitario T = L. 29,24; nel 1919, a Roma, T = L. 550,00.

Le condizioni locali dei migliori giacimenti di Veroli si prestano a meraviglia allo svolgimento di una modesta industria: facile escavazione, acqua vicina e capace di generare energia, sulla via carrozzabile e fra breve non mancherà l'energia elettrica, ecc.

Ho calcinato la terra gialla in un forno, con platea metallica, ottenendo una colorazione rosso-carica di bellissimo effetto e tutte le tonalità dei rossi e dei gialli: raffreddando il materiale repentinamente in acqua i colori divengono solidi e resistenti.

[1] Anche presso Veroli s'incontra un tufo vulcanico, irregolarmente stratificato, con ghiaie calcaree, di color grigio-verdastro — localmente chiamato *tassone* — nel quale sono diffuse le manifestazione di manganese: queste acquistano una certa importanza all'origine del Fosso *Gli Cavuni*, presso la frazione Scifelli. I locali *cocciari* ricercano le *terre nere* per la verniciatura delle terraglie. Nel minerale manganesifero vi ho riconosciuto chiaramente la Pirolusite e lo Psilomelano. Il materiale somiglia a quello di Subiaco, analizzato dal Sestini (Boll. Com. Agr., Roma, 1874).

Il giacimento di limonite più notevole della regione trovasi presso ed a destra del T. Amaseno, all'altezza di Colleberardi. Quivi si riconoscono ancora i tentativi di recente esploatazione.

[2] Rizzini E., *L'industria dei colori*, Milano, 1916.

Con levigazioni accurate il prodotto diventa omogeneo e finissimo da essere acconciamente adoperato nelle vernici, negli stucchi, nelle carte di tappezzeria, ecc.

Nella bibliografia consultata non ho trovato cenno nè sulle terre colorate, nè sui giacimenti di manganese e di limonite nel Verolano.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 10 febbr. 1921].

SAGGI DI FOSSILIZZAZIONE SPERIMENTALE

Nota del socio prof. L. SABBATANI

(Tav. XIII)

Studiando l'azione farmacologica del permanganato di potassio sopra tessuti isolati, vegetali ed animali, ho dimostrato che, mentre li ossida, viene ridotto a biossido di manganese e che questo rimane poi fissato nel tessuto stesso allo stato colloidale [1].

Insistendo col permanganato, fino a distruggere tutto ciò che vi è di ossidabile nel tessuto, a poco a poco questo viene convertito in una massa minerale di biossido di manganese, e lo possiamo considerare come un esempio di fossilizzazione sperimentale.

Questo si può vedere molto bene, mettendo in una soluzione neutra o leggermente alcalina di permanganato dei globuli rossi, delle alghe (*Dactylococcus infusionum*), dei pezzetti di piante o di tessuti animali: coll'esame microscopico e con reazioni chimiche vediamo che a poco a poco la materia organica di cui sono composti viene ossidata dal permanganato, scompare ed è sostituita dal biossido di manganese; ma la forma esterna e la struttura istologica loro è, ciò non ostante, conservata molto bene.

La distruzione della materia organica e la sostituzione sua con una materia minerale è in questo caso ancora compatibile con la conservazione della forma e struttura istologica per le

[1] Sabbatani L., *Osservazioni farmacologiche sul permanganato di potassio*, R. Acc. di Sc., Lett. ed Arti di Padova, Seduta delli 27 giugno 1920; *Fattori chimici che intervengono nell'azione farmacologica del permanganato di potassio*, Riforma Medica, 36 (1920), 715-718; *Osservazioni sui globuli rossi trattati col permanganato di potassio*, Haematologica, vol. I (1920), 485-507.

particolari proprietà chimiche e chimico-fisiche del permanganato, che ossida in un ambiente neutro od alcalino, e del biossido di manganese, che resta come prodotto di riduzione.

Supponiamo di mettere una cellula qualsiasi isolata, globulo rosso od alga, in un forte eccesso di soluzione neutra di permanganato; esso penetra nella cellula, vi incontra delle materie organiche, le ossida e lascia in ultimo, come prodotto di riduzione, del biossido di manganese.

È intuitivo che nella cellula si potrà formare del biossido solo nell'istante e nel punto stesso in cui il permanganato vi incontra una molecola organica ossidabile. Il biossido ha una solubilità estremamente scarsa, praticamente anzi si considera insolubile, ed è amorfo; deve quindi rimanere fissato in quel punto della cellula in cui si è formato, ma non come precipitato amorfo, bensì allo stato colloidale.

È noto infatti che il biossido di manganese allo stato nascente ha una grande tendenza a restare in fase colloidale, e ciò avviene facilmente, quando comincia a formarsi in mezzo ai colloidi organici della cellula, che funzionano da colloidi protettori.

In un primo tempo, quando la quantità di MnO_2 formatasi è piccola, resta allo stato colloidale di sol; ma in seguito, quando la quantità di MnO_2 formatasi è grande, allora passa da sol a gel, ed a forma gelatinosa.

Questa gelatina di MnO_2 colloidale assume esattamente la forma dell'ambiente in cui si genera, e fin che resta umida la conserva poi invariata.

È noto che in ambiente neutro od alcalino per ogni tre atomi di ossigeno consumati due molecole di permanganato vengono ridotte a due molecole di biossido; da ciò deriva che la quantità di MnO_2 che resta nei varii punti di una cellula è direttamente proporzionale alla quantità di ossigeno necessaria ad ossidarli. Ma la quantità di ossigeno necessaria ad ossidare i varii punti di una cellula dipende dalla natura chimica delle molecole ossidabili e dal numero loro, e poichè questo numero e natura delle molecole forma appunto il substrato chimico, da cui sorge la apparente struttura istologica, nei diversi punti di una cellula si formerà una quantità di MnO_2 variabile con la

struttura chimica loro, e quindi anche con la apparente struttura istologica.

Da tutto ciò deriva che, ossidando una cellula col permanganato di potassio in ambiente neutro od alcalino, in ogni punto di essa resterà una quantità di materia minerale nuova, che dipende direttamente dalla quantità e dalla natura chimica delle molecole organiche ivi preesistenti; si avrà nei varii punti della cellula un vario addensamento di materia minerale, che tradurrà fedelmente le diversità chimiche e strutturali della cellula; e per lo stato colloidale, gelatinoso, amorfo, del biossido, si plasmerà nella cellula che si distrugge, ripetendone e fissandone la forma.

Così, nonostante l'ossidazione, la distruzione della materia organica, la sostituzione sua con una materia minerale, la forma esterna ed interna della cellula resta visibile e fissa in questa nuova produzione artificiale, che perciò possiamo considerare come un fossile ottenuto sperimentalmente.

Questi fossili, di colore bruno-caffè, sono molli e di una fragilità estrema, appunto come una gelatina di MnO_2 preparata in vitro con zucchero di canna e permanganato di potassio.

Si conservano bene in acqua, fuori di acqua si sformano, si seccano, si raggrinzano, e diventano duri; rimessi in acqua non riprendono più la loro forma, perchè, seccandosi, il biossido passa da fase colloidale di gel a fase solida, che non è reversibile. Se col tempo, sia pure lentissimamente, e stando sempre in acqua, questo cambiamento di fase da gel a solido avvenisse, il fossile si potrebbe considerare perfetto. È assai probabile che così avvenga, per ora queste produzioni sperimentali sono alla fase colloidale gel, gelatinosa e le conservo in acqua. Per poterle studiare istologicamente le ho dovute trattare con alcool, xilolo, includerle in paraffina e chiuderne le sezioni in balsamo; ma i preparati così ottenuti a poco a poco sbiadiscono fino a diventare quasi incolori, perchè il biossido cede ossigeno al balsamo e passa ad ossido e sali manganosi quasi incolori.

Considerando le condizioni chimiche e fisiche nelle quali si sono ottenute queste produzioni artificiali, parmi che per la formazione dei fossili naturali occorra:

1° Immobilità del pezzo, necessaria per l'integrità sua anatomica;

2° presenza di acqua, che è veicolo indispensabile ai cambiamenti materiali ed alle reazioni chimiche;

3° una reazione chimica, che si svolge lentamente e da cui si ha un prodotto insolubile, amorfo;

4° che questo prodotto insolubile, almeno per un certo tempo, possa restare in forma colloidale, e plasmarsi nelle forme organiche che vanno decomponendosi.

I fossili naturali per i caratteri loro, per i terreni in cui si trovano e per la materia di cui sono formati (calcite, pirite, silice, manganese), parmi rispondano alle condizioni sopra esposte.

Esperienza con cui si prepara del biossido di manganese colloidale allo stato idrosolido.

N. 68. —	Acido ossalico $\frac{N}{10}$	cm^3	50
	Permanganato di potassio $\frac{N}{1}$.	»	8,3
	Acqua distillata	»	200
	Totale	cm^3	258,3

Lascio la miscela a temperatura ambiente.

A poco a poco il liquido diventa leggermente alcalino, perde le caratteristiche fisiche e chimiche del permanganato, diventa aranciato-bruno; per trasparenza è limpidissimo, ma per riflessione appare opaco, bruno-nerastro; è otticamente attivo, dà le comuni reazioni delle soluzioni colloidali; dà le reazioni dell'MnO_2.

Questo cambiamento è completo in tre giorni: la reazione avviene così:

$$3C_2H_2O_4 + 2KMnO_4 = 2MnO_2 + 2KHCO_3 + 4CO_2 + 2H_2O$$

La soluzione colloidale è stabile ancora dopo tre mesi.

Esperienza con cui si prepara del biossido di manganese colloidale allo stato idrogelico, gelatinoso.

N. 71. — Zucchero di canna $\frac{Mo}{1}$ . . . . . cm³ 1

Permanganato di potassio $\frac{N}{1}$ . . » 8

Totale cm³ 9

In circa 20 minuti il liquido diventa bruno-nero e si rapprende in una massa gelatinosa. Dopo un'ora, per dializzarla, pongo il vasetto, in cui è aderente la massa gelatinosa, entro un recipiente grande, pieno di acqua distillata, che poi cambio ogni giorno.

Dopo molti giorni la massa gelatinosa è invariata di forma e volume, è molle, friabilissima; alle reazioni chimiche si mostra formata di MnO_2, la cui concentrazione è in questa gelatina circa 28 volte maggiore che nella soluzione colloidale sopraddetta.

Esperienze con fibre di cotone.

N. 125-126. — Immergo un piccolo fiocchetto di cotone idrofilo in cm³ 50 di soluzione di permanganato di potassio $\frac{N}{1}$.

A poco a poco assume color giallo, giallo-aranciato, ranciato-bruno, caffè-scuro; le fibre un poco si ingrossano, diventano estremamente friabili. In ultimo, trattate con acido ossalico, si sciolgono interamente con sviluppo di CO_2, dando un liquido incoloro, senza alcun residuo solido di fibre.

Esperienze con fecola di patate.

N. 128. — In cm³ 60 di soluzione di permanganato $\frac{N}{1}$ aggiungo un piccolo pizzico di amido di patate. I granelli conservano la loro forma e grandezza, mostrano le striature concentriche ben nette, ma assumono una colorazione che passa gradatamente dal giallo al ranciato, al bruno, arriva dopo quat-

tordici giorni al nero deciso. Allora i granuli sono del tutto opachi, non si può riconoscere che la grandezza e forma esterna, sono friabilissimi e si comportano coll'acido ossalico come le fibre di cotone; il liquido ambiente ha assunta reazione alcalina forte.

Esperienze con globuli rossi di coniglio.

N. 104, 133, 134, 135 A-B. — Lavati con soluzione fisiologica e messi in eccesso di permanganato, in soluzione isotonica, rapidamente assumono un colore ranciato-bruno, ingrossano leggermente, perdono l'aspetto biconcavo, ma conservano il contorno nettissimo, e l'interno perfettamente uniforme.

Dopo alcuni giorni ai saggi chimici si mostrano fatti di MnO_2 colloidale. Sono friabilissimi, e in acqua si conservano indefinitamente.

Esperienze col « Dactylococcus infusionum ».

N. 97, 103. — Metto l'alga in grande eccesso di soluzione $\frac{N}{10}$ di permanganato. La forma e la interna struttura resta invariata; assume un colore intensamente bruno. Dà le reazioni dell'MnO_2.

Esperienze con foglie di zucca.

N. 99-100. — In un vaso di vetro contenente cm^3 200 di permanganato $\frac{N}{10}$ immergo il gambo di una foglia di zucca. La foglia si è conservata bene e vegeta assai a lungo. Solo dopo sedici giorni era un poco ingiallita alla base. Il gambo, immerso nel permanganato, per un tratto di quattro centimetri è bruno-nero, un poco assottigliato, molle, friabilissimo.

Esso dà le reazioni dell'MnO_2; lo passo in alcool, e quindi un pezzetto lo includo in paraffina.

All'esame istologico si vede molto bene conservata, anche in piccoli dettagli, la struttura del tessuto.

La soluzione di permanganato, molto tossica, assorbita dal gambo, a strati, lo uccideva, lo ossidava e lo mineralizzava. Alla foglia arrivava una soluzione salina priva di permanganato, disintossicata, e poteva vivere a lungo.

SPIEGAZIONE DELLA TAV. XIII.

Fig. 1. — Sezione di un gambo di foglia di zucca dell'esperienza 100, completamente mineralizzata; è montata in balsamo da poche ore. Ingrandimento 47 diametri.

Fig. 2. — Sezione come sopra. Ingrandimento 435 diametri.

Fig. 3. — *Dactylococcus infusionum* dell'esperienza 97, completamente mineralizzato; è sospeso in acqua distillata. Ingrandimento 580 diametri.

[ms. pres. 11 sett. 1920 - ult. bozze 27 febbr. 1921].

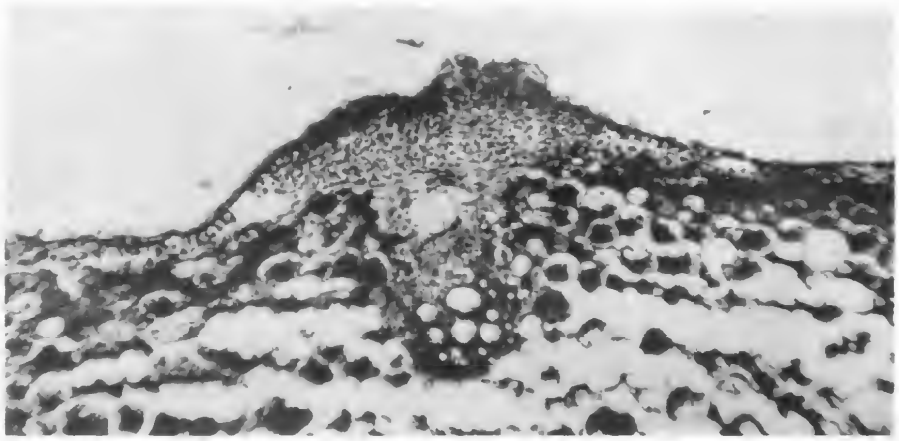


Fig. 1

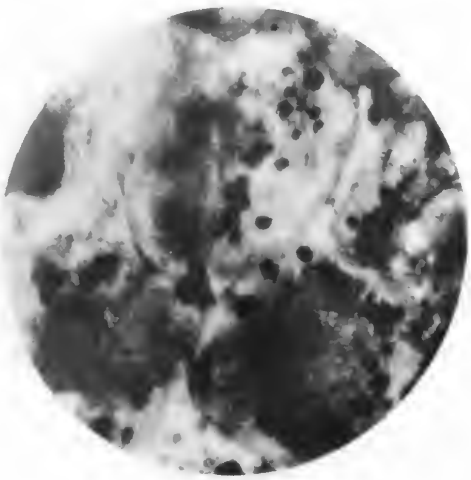


Fig. 2

Fig. 3

Danesi - Roma

INDICE

DELLE MATERIE CONTENUTE NEL VOLUME XXXIX.

Atti della Società.

FASC. PAG.

1-2. Consiglio direttivo per l'anno 1920 III
» Elenco dei Presidenti e delle sedi delle adunanze generali estive IV
» Elenco dei Soci per l'anno 1919 V
» Resoconto dell'adunanza straordinaria del 7 marzo 1920 . XVII
» Resoconto dell'adunanza ordinaria del 18 aprile 1920 . . XX
3. Resoconto della seconda adunanza ordinaria tenuta in Padova il 29 agosto 1920 XLI
» Relazione delle escursioni LXIX

Memorie e Comunicazioni.

FASC. PAG.

1-2. Bellini R. — *Nota sui materiali vulcanici di Capri* . . XXIX
3. — *Osservazioni sui minerali radiferi della lesinandite di Lurisia* 208
» Bonomini C. — *I dintorni di Teglie* CXVI
» Cacciamali G. B. — *Tectonica dei dintorni di Gavarina (Bergamo)* 238
» Checchia-Rispoli G. — *Nuove osservazioni geologiche sul Monte Gargano* 160
» — *Di una nuova forma di pettinide del Miocene medio* (Tav. VI) 167
» — « *Trachyspatagus Lamberti* » *nuovo echinide del Miocene sardo* (Tav. VII) 171
1-2. Clerici E. — *Sulle marmitte nel tufo al fosso della Mandriola presso Roma* XXXV
3. Cumin G. — *Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Valmontone (Lazio)* 245
» De Angelis d'Ossat G. — *Sulla geologia della provincia di Roma* 313
» De Pretto O. — *Le due Faglie di Schio — Studi di geologia dei Monti di Schio* (Tav. VIII-XII) . . . 255
» Desio A. — *Risultati sommari di uno studio sul glaciale del bacino del Fella e dell'Isonzo* CIX
» Feruglio E. — *Le terrazze della Val di Sieve e dei dintorni di Firenze* XCVII

FASC. PAG.

3. FERUGLIO E. — *Le traccie glaciali nel bacino di Erto e presso Cimolais (Prealpi Carniche)* CI
» FOSSA-MANCINI E. — *Sul rivestimento cloritico di certi calcari e sulla probabile esistenza di un metamorfismo d'attrito* 177
1-2. FRANCHI S. — *Di un'eclogite in filoni nella lherzolite dei dintorni di Voltaggio* XXXII
» — *Tipi di roccie sodalitiche e melilitiche in scorie di forni da vetro presso Sestri Ponente*. 50
3. FUCINI A. — *Ancora due parole sull'età del Verrucano tipico* . 221
» GORTANI M. — *Intorno a supposti carreggiamenti nelle Alpi Venete* CXII
» MADDALENA L. — *Su di alcuni calcari quarziferi della riviera di Levante tra Zoagli e Chiavari*. XCV
1-2. PORTIS A. — *Elenco delle specie di cervicorni fossili in Roma e attorno a Roma* 132
» PRINCIPI P. — *Ittiofauna fossile dell'Italia centrale* (Tav. V) 85
» ROVERETO G. — *Studi di geomorfologia argentina* (Tav. I-III) 1
» SABATINI V. — *Le marmitte di erosione di Montecristo* . XXXVII
3. SABBATANI L. — *Saggi di fossilizzazione sperimentale* (Tav. XIII) 317
1-2. SACCO F. — *Il glacialismo nel gruppo del M. Emilius (Valle d'Aosta)*. 111
3. — *Osservazioni glaciologiche nella regione dolomitica del Veneto* 213
» SCALIA S. — *Geotettonica del Capo S. Andrea e dei Monti di Taormina* 189
1-2. SILVESTRI A. — *Fossili rari o nuovi in formazioni del Paleogene* (Tav. IV) 57
3. STELLA A. — *I giacimenti minerarii di Predazzo nella sistematica dei giacimenti metalliferi eruttivi* . . . CIV
1-2. TARICCO M. — *Rinvenimento di « Dictyonema » nel Cambriano della Sardegna* XXXIX
» VERRI A. — *Notizie geologiche sul Colle Capitolino* . . . 81
3. WASHINGTON H. S. — *Le violiti di Lipari* 141

Date di pubblicazione:

Fasc. 1-2 (pag. I-XL; 1-140) — 1 agosto 1920
» 3 (pag. XLI-CXX; 141-326) — 30 aprile 1921

AVVERTENZE

Il limite massimo delle comunicazioni che ciascun socio può complessivamente inserire in un volume del Bollettino è temporaneamente ridotto ad un foglio di stampa (16 pagine).

Il numero degli estratti che spetta gratuitamente agli autori è di 25.

Tanto le comunicazioni che le memorie dovranno essere presentate dattilografate, senza di che potranno venire respinte dalla Presidenza.

Si tornano a pregare vivissimamente i soci di indirizzare la corrispondenza che riguarda il Tesoriere e le quote sociali personalmente al Dott. **Serafino Cerulli-Irelli** presso il *Gabinetto di Geologia della R. Università di Roma (via della Sapienza).*

Si raccomanda a quei soci, che ancora non l'avessero fatto, di volersi mettere al corrente con le quote.

Il Presidente responsabile: Prof. Giorgio Dal Piaz.